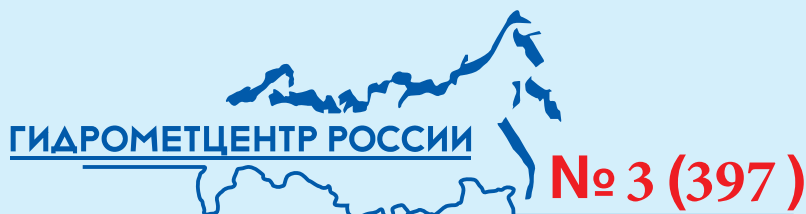


ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И ПРОГНОЗЫ



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»

№ 3 (397)

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук Д.Я. Прессмана

**HYDROMETEOROLOGICAL
RESEARCH and FORECASTING**

No. 3 (397)

Москва
2025

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. Включен в Перечень рецензируемых научных изданий ВАК Минобрнауки с 01.12.2015 года.

Кроме обзорной статьи о состоянии наукастинга порывов ветра, в сборнике рассмотрены: сезонный ход температуры и высоты тропопаузы Южного полушария; результаты внедрения в модель ПЛАВ общедоступных программ расчета атмосферных радиационных потоков; результаты прогноза моделью WRF-ARW городского острова тепла в Красноярске; нейросетевая модель прогноза суточных осадков с учетом данных о напряженности электрического поля атмосферы; методика 16-суточного прогноза толщины льда для Каспийского и Охотского морей; анализ многолетней изменчивости течений арктических морей; анализ групповой структуры волн во время черноморского шторма; нейросетевая модель оценки районированной урожайности озимой пшеницы для территории Северо-Кавказского УГМС; обзор агрометеорологических условий 2024 сельскохозяйственного года. Представлены результаты испытания технологий и методов, рекомендованных в 2024 году к внедрению Центральной методической комиссией по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам (ЦМКП) Росгидромета. 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

Заимских 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

Клеценко 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

Страичная 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 Hydrometcenter of Russia» established in 1947.

In addition to a review on the state of the wind gust nowcasting, the article collection examines: seasonal variations in temperature and tropopause height in the Southern Hemisphere; results of implementing publicly available programs for computing atmospheric radiation fluxes into the SL-AV model; results of the WRF-ARW model forecast of the Krasnoyarsk urban heat island; a neural network model for forecasting daily precipitation taking into account data on the atmospheric electric field strength; methodology for 16-day forecasting of ice thickness in the Caspian Sea and Sea of Okhotsk; analysis of long-term variability of Arctic sea currents; analysis of the group structure of storm waves; a neural network model for assessing the regional yield of winter wheat at the North Caucasus Administration for Hydrometeorology and Environmental Monitoring; difficulty in accounting for weather anomalies such as those that occurred in 2023/2024 in the Russian Federation when forecasting the yield of several agricultural crops. The results of testing technologies and methods recommended for implementation in 2024 by the Roshydromet Central Methodological Commission for Hydrometeorological and Heliogeophysical Forecasts (CMCF) are presented. This collection is of interest to both specialists and general public studying hydrometeorology.

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

EDITORIAL BOARD:

Vasiliev A.A., Doctor of Geographical Sciences, Hydrometcenter 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, Hydrometcenter of Russia, Moscow, Russia

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

Nesterov E.S., Doctor of Geographical Sciences, Hydrometcenter 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, Hydrometcenter of Russia, Moscow, Russia

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

Simonov Yu.A., Doctor of Geographical Sciences, Hydrometcenter of Russia, Moscow, Russia

Strashnaya A.I., PhD in Geography, Hydrometcenter 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, Hydrometcenter of Russia, Moscow, Russia

Khristoforov A. V., Doctor of Geographical Sciences, Hydrometcenter of Russia, Moscow, Russia

Shakina N.P., Doctor of Physical and Mathematical Sciences, Hydrometcenter 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

- Наукастинг порывов ветра с помощью численных прогнозов, данных радиолокации и машинного обучения: определения и термины, инструменты наблюдений и модели 8
Муравьев А.В., Киктев Д.Б., Смирнов А.В.
- Характеристики внутритропической тропопаузы в Южном полушарии по данным аэрологического зондирования 32
Соколова У.О., Иванова А.Р., Скриптунова Е.Н.
- Включение параметризации есRad в модель ПЛАВ и ее влияние на атмосферную циркуляцию на годовом и сезонном масштабах 49
Фадеев Р.Ю., Толстых М.А., Бирючева Е.О., Гойман Г.С.
- Прогноз экстремально морозной погоды в Красноярске с использованием региональной модели WRF-ARW 64
Быков А.В., Ветров А.Л., Калинин Н.А.
- Применение измерений напряженности электрического поля атмосферы и методов машинного обучения в прогнозировании суточных сумм осадков в летние месяцы в городе Нальчик 77
Беккиев А.М., Машуков И.Х., Шаповалов В.А.

Расчеты и прогнозы элементов режима морей и океанов

- Оценка качества численного прогноза толщины льда для Каспийского и Охотского морей в зимний сезон 2023/2024 гг..... 92
Нестеров Е.С., Жупанов В.Д., Максимов А.А., Федоренко А.В.
- Изменчивость суммарных течений в Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском морях по результатам буйковых наблюдений 101
Ипатов А.Ю., Кузьмин С.Б.
- Групповая структура волн во время черноморского шторма 25–26 ноября 2023 г. 121
Гармашов А.В., Запезалов А.С.

Агрометеорологические прогнозы

- Оценка ожидаемой средней районной урожайности озимой пшеницы с использованием полносвязной нейронной сети 132
Клещенко А.Д., Савицкая О.В., Вдовина Я.А.
- Обзор агрометеорологических условий 2024 сельскохозяйственного года 146
Тарасова Л.Л., Кланг П.С., Павлова А.В., Сумерова К.А.

Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов,

рекомендованных к внедрению в оперативную практику
в соответствии с решениями Центральной методической комиссии
по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам (ЦМКП)
Росгидромета в 2024 году и подтвержденных актами внедрения

- Усовершенствованный динамико-статистический метод
30-суточного прогноза приземной температуры воздуха 163
Вильфанд Р.М., Круглова Е.Н., Куликова И.А, Хан В.М., Толстых М.А.
- Метод сезонных прогнозов температуры поверхности океана
и состояния морского льда на основе модели Земной системы
ИВМ РАН и системы подготовки данных Гидрометцентра России 166
*Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А., Степанов В.Н., Струков Б.С.,
Хан В.М., Володин Е.М., Грищун А.С., Тарасевич М.А., Брагина В.В.*
- Оценка качества результатов оперативных испытаний
системы прогноза характеристик льда (сплоченность, толщина)
Берингова, Японского и Охотского морей
с заблаговременностью 10 суток 170
*Вражкин А.Н., Кравчук Л.П., Лебедев А.А.,
Таин В.Н., Щербинина Т.П.*
- Усовершенствованная система прогнозирования параметров
ветрового волнения в Мировом океане: результаты испытаний 175
Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Зайченко М.Ю.
- Результаты испытаний автоматизированного метода прогноза
преобладающей ориентации разрывов в ледяном покрове
моря Лаптевых с заблаговременностью до трех суток 179
Дымент Л.Н., Ершова А.А., Порубаев В.С.

CONTENTS

Meteorological forecasts, mathematical modeling

- Wind gust nowcasting using numerical forecasts,
radar data and machine learning: definitions and terms,
observational tools and models 8
Muravev A.V., Kiktev D.B., Smirnov A.V.
- Extratropical tropopause features in the Southern Hemisphere
based on the upper-air sounding data 32
Sokolova U.O., Ivanova A.R., Skriptunova E.N.
- Inclusion of ecRad parameterization in the SL-AV atmosphere model
and its effect on atmospheric circulation at annual and seasonal timescales 49
Fadeev R.Yu., Tolstykh M.A., Biryucheva E.O., Goyman G.S.
- Extreme frost forecasting in Krasnoyarsk using the WRF-ARW
regional model 64
Bykov A.B., Vetrov A.L., Kalinin N.A.
- Application of atmospheric electric field strength measurements
and machine learning methods in predicting daily precipitation
in the summer months: A case study for the city of Nalchik 77
Bekkiev A.M., Mashukov I.Kh., Shapovalov V.A.

Computing and forecasting of the marine environment parameters

- Verification of numerical forecasts of sea ice thickness for the Caspian Sea
and the Sea of Okhotsk in the 2023/2024 winter 92
Nesterov E.S., Zhupanov V.D., Maksimov A.A., Fedorenko A.V.
- Variability of currents in the Kara, Laptev, East Siberian, and Chukchi seas
as a result of mooring data analysis 101
Ipatov A.Yu., Kuzmin S.B.
- Group structure of waves during the Black Sea storm
on November 25-26, 2023 121
Garmashov A.V., Zapevalov A.S.

Agrometeorological forecasts

- Estimation of average regional expected winter wheat yield
using a fully connected neural network 132
Kleshchenko A.D., Savitskaya O.V., Vdovina Ya.A.
- Overview of agrometeorological conditions
during the 2024 growing season 146
Tarasova L.L., Klang P.S., Pavlova A.V., Sumerova K.A.

***Results of testing new and improved technologies, models
and methods for hydrometeorological forecasting,***

recommended for introduction into operational practice
according to the resolutions of the Roshydromet Central Methodological
Commission for Hydrometeorological and Heliogeophysical Forecasts
in 2024 and confirmed by adoption certificates

- Improved dynamic and statistical method for 30-day forecasting
of surface air temperature 163
Vil'fand R.M., Kruglova E.N., Kulikova I.A., Khan V.M., Tolstykh M.A.
- Method for seasonal forecasting of sea surface temperature
and sea ice state based on the INM RAS Earth system model
and the data preparation system of the Hydrometcentre of Russia 166
*Resnyanskii Yu.D., Zelenko A.A., Stepanov V.N., Strukov B.S., Khan V.M.,
Volodin E.M., Gritsun A.S., Tarasevich M.A., Bragina V.V.*
- Quality assessment of results of operational tests of the system
for predicting the ice characteristics (concentration, thickness)
of the Bering Sea, Japan Sea, and Sea of Okhotsk
with a lead time of 10 days 170
*Vrazhkin A.N., Kravchuk L.P., Lebedev A.A.,
Tain V.N., Shcherbinina T.P.*
- Improved System for Forecasting Wind Wave Parameters
in the World Ocean: Verification results 175
Zelenko A.A., Resnyanskii Yu.D., Strukov B.S., Zaichenko M.Yu.
- Results of testing the automated method for forecasting
a prevalent orientation of discontinuities on the Laptev Sea ice cover
with a lead time to three days 179
Dynment L.N., Ershova A.A., Porubaev V.S.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2025-3-8-31>

УДК 551.509.313+551.509.324.2+551.508.85

Наукастинг порывов ветра с помощью численных прогнозов, данных радиолокации и машинного обучения: определения и термины, инструменты наблюдений и модели

А.В. Муравьев, Д.Б. Киктев, А.В. Смирнов

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

Представлен краткий обзор современных средств и методов наукастинга порывов приземного ветра с использованием выходной продукции численного прогноза погоды, радиолокационных наблюдений и приемов машинного обучения. Приводятся соответствующие определения и термины, описываются наблюдательные инструменты и методы обработки наблюдений, обсуждаются модели ветровых порывов и системы их наукастинга. Обзор составлен с учетом оперативных отечественных технологий, задействованных в проведенных в 2024 году испытаниях версии системы наукастинга порывов.

Ключевые слова: наукастинг порывов ветра, численный прогноз погоды, радиолокационные наблюдения, машинное обучение

Wind gust nowcasting using numerical forecasts, radar data and machine learning: definitions and terms, observational tools and models

A. V. Muravev, D. B. Kiktev, A. V. Smirnov

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

A brief overview of modern tools and methods for nowcasting of surface wind gusts using the output of numerical weather prediction, radar observations, and machine learning techniques is presented. The relevant definitions and terms are given, observational tools and methods for processing observations are described, wind gust models and their nowcasting systems are discussed. The overview is compiled taking into account the domestic operational technologies involved in the tests of a new gust nowcasting version conducted in 2024.

Keywords: wind gust nowcasting, numerical weather prediction, radar observations, machine learning

Введение

В период май–сентябрь 2024 года в ФГБУ «Гидрометцентр России» испытывался вариант технологии *наукастинга порывов приземного ветра* с применением машинного обучения к продукции прогностической модели оптического потока (система ruSTEPS) и системы численного прогноза погоды COSMO-Ru/2.2. Накопленная в испытаниях информация покрывала в основном территорию Центрального федерального округа и была представлена в трех наборах данных: поля наукастинга в зоне сети радиолокаторов ДМРЛ-С, численные прогнозы полей порывов и данные автоматических метеостанций. Обозначим для краткости эти данные условно как *результурующие, обучающие и контрольные*.

При подготовке технологии наукастинга был написан представленный ниже обзор средств и методов наукастинга порывов, ориентированный на отечественные условия испытаний: вначале обсуждаются определения и термины в описании сильных ветровых явлений, затем рассматриваются инструменты наблюдений, методы моделирования и системы наукастинга порывов. Основное внимание уделяется тем технологиям наукастинга, которые базируются на данных радиолокации и численного прогноза погоды в сочетании с приемами машинного обучения. Обзор составлен с учетом особенностей проведенных испытаний и не претендует на научно-историческую полноту.

Основные определения и термины

Специфические проявления ветра (т. е. "движения воздуха относительно земной поверхности" [26]), называются в метеорологии порывами, шквалами, сдвигами, вертикальными потоками и т. д., которые отличаются между собой пространственно-временными масштабами, физическими и статистическими свойствами и используются зачастую в традиционно сложившихся сферах человеческой деятельности. В определениях этих особенностей ветра и в соответствующей научно-технической терминологии (как русскоязычной, так и иностранной) наблюдаются и разнообразие, и большое смысловое пересечение. Так, в Руководстве ВМО по приборам и методам наблюдений [6] отсутствует упоминание о шквалах (squalls), при этом порывом (gust) считается "короткопериодная флуктуация ветра" и вводится понятие "пикового порыва ветра" (peak wind gust), определяемого как "максимальная наблюдаемая скорость ветра за определенный интервал времени". В Руководстве Международной организации гражданской авиации [8] в характерные особенности "сдвига" (shear) включаются все основные свойства и порывов, и шквалов. Порывы и шквалы также описываются и обсуждаются в Наставлении ВМО по морскому метеорологическому обеспечению [5].

Большое разнообразие определений порывов наблюдается, вполне ожидаемо, на национальных уровнях.

В словаре Американского метеорологического общества [47] порывом ветра называется "неожиданный, кратковременный рост скорости ветра", который "более изменчив, чем шквал, и сопровождается ослаблением скорости ветра". В практике американской метеослужбы порыв фиксируется, когда "пиковая скорость достигает 16 узлов (9.77 м/с) и более, а изменение скорости ветра между пиками и затишьем составляет не менее 9 узлов (4.63 м/с). Продолжительность порыва обычно не превышает 20 сек». В свою очередь, шквал определяется как "сильный ветер, характеризующийся неожиданным возникновением, устойчивостью в течение нескольких минут и довольно резким снижением скорости. В практике наблюдений шквал сообщается только тогда, когда скорость ветра достигает 16 или более узлов и удерживается не менее двух минут (этим шквал отличается от порыва)". То есть нижний порог скорости в 16 узлов одинаков и для порыва, и для шквала, а различие только в продолжительности и в отличии от "затишья".

В отечественных публикациях порывы представляются также как более общее явление, чем шквал. Так, в метеорологическом словаре Хромова и Мамонтовой [26] "порыв ветра" определяется как "резкое кратковременное усиление ветра", а если при этом скорость ветра выше 20 м/с и сопровождается "разрушительным действием, порыв называется шквалом". Однако в отдельной статье словаря определение шквала претерпевает уточнение и заметную модификацию. "Шквал – это резкое усиление ветра в течение короткого времени, сопровождающееся изменениями его направления". При этом шквал бывает "внутримассовым" и "фронтальным", но "в обоих случаях имеем вихревое движение воздуха (с горизонтальной осью) в облаках и под облаками", что, кстати, отмечалось Хромовым еще в учебнике 1948 г. [25]. Эти определения шквала и порыва без изменений перенесены в Российский гидрометеорологический словарь 2008–2009 гг. [21].

Заметим, что в Толковом словаре В.И. Даля шквал – это морской термин, определяется он как "набег, налет, удар, полоса, порыв внезапного и сильного ветра, который вскоре пробегает дальше". А в статье «ветер», написанной А.И. Воейковым для словаря Брокгауза и Ефрона, шквал вовсе не упоминается.

В российском Наставлении по краткосрочным прогнозам погоды 2019 г. [20] различаются "максимальная скорость ветра при порывах" и "максимальная средняя скорость ветра... в любой 10-минутный интервал... периода действия прогноза". При прогнозе шквала рекомендуется формулировка "шквалистое усиление ветра до...". В грациях опасного метеорологического явления "очень сильный ветер – ветер при достижении скорости при порывах не менее 25 м/с или средней скорости не менее 20 м/с; ураганный ветер (ураган) – ветер при достижении скорости 33 м/с и более. Шквал уточняется как «резкое кратковременное (в течение нескольких минут, но не менее 1 минуты) усиление ветра до 25 м/с и более». Наставление

допускает изменения территориальными УГМС данного перечня опасных явлений "с учетом местной специфики", включая, возможно, и выставленные пороги ОЯ. Надо сказать, что в метеорологической литературе (в том числе нормативной) нередко отождествляются понятия "скорость" и "сила" ветра.

В методическом пособии [13] порыв и шквал отчетливо отделяются друг от друга как физическая величина и метеорологическое явление: порывы – это характеристики скорости ветра, а шквалы – конвективные явления с определенными пространственными особенностями. Очевидно, что это разделение становится возможным при наличии наблюдательной аппаратуры и гидродинамических моделей такого пространственно-временного разрешения, которое позволяет отделить "серую зону" квазиоднородной турбулентности, заселенную порывами, от зоны конвекции со шквалами, более организованной и тем самым более предсказуемой. Возможно, это разделение и обусловило преимущественное распространение синоптических, статистических и динамико-статистических моделей «прогноза шквалов» в СССР и позже в России. В частности, достаточно подробное изложение внедренных в СССР методов синоптических "прогнозов шквалов" находим во втором издании учебника Зверева 1977 г. [7], в котором определение шквала "по Хромову" уточняется следующим образом. Во-первых, это "кратковременное местное усиление ветра до значений, намного превышающих значение градиентного ветра в этом районе». Во-вторых, если шквал формируется и перемещается в виде «узкой полосы от нескольких сотен до нескольких километров", то "может существовать несколько часов" и в этих условиях он связан с образованием "относительно устойчивых вихрей с горизонтальной осью вращения, захватывающих и приземный слой воздуха... Таким образом, между смерчами и шквалами имеется много общего".

Обстоятельный обзор иностранных и разработанных в России систем прогноза *шквалов* приводится в монографии [27], публикациях и диссертациях разработчиков [1, 3, 17]. Как говорилось выше, рост разрешения моделей ЧПП с расширением и уточнением соответствующих параметризаций позволяет составлять численные прогнозы *порывов* ветра, включая шквалы (например, [23]).

Инструменты и специфика наблюдений

Очевидно, порывистость ветра как экстремальное и опасное метеорологическое явление играет существенную роль во всех временных масштабах прогнозирования и наблюдений, особенно в последние годы бурного развития ветроэнергетики. В статье [73] описаны временные масштабы "полезности" прогнозов и однородных архивов значений ветровых порывов. Так, оценка вероятности резкого изменения скорости и направления ветра в масштабе нескольких минут позволяет оценить риск разрушения

работающей турбины ветродвигателя. Прогнозы порывов ветра в масштабах день – недели полезны для планирования решений в различных оперативных областях (авиация, мореходство, сухопутный транспорт, энергетический сектор). Многолетние, непрерывные, репрезентативные наблюдения ветровых порывов составляют основу для оценок периодов повторяемости (return periods) максимальных порывов в масштабах десятилетий или даже столетий, что требуется при планировании строительства важных хозяйственных объектов и для формирования стратегий страховых компаний.

Ввиду несомненной важности ветровых порывов очевидна потребность их измерений в высоком временном разрешении (секунды-минуты), при этом для потребителей наукастинга и сверхкраткосрочного прогноза порывов вся цепочка данных от анемометра до систем обработки, записи и передачи предупреждений должны соответствовать этому режиму измерений. Несмотря на то, что в настоящее время в развитых странах эта цепочка обеспечена измерительной аппаратурой, автоматизированной обработкой и передачей данных, остаются две важные проблемы. Первая заключается в ограниченной репрезентативности точечных наблюдений [6, 73], вторая относится к калиброванности данных измерений [72]. Решение первой проблемы возможно в добавлении пунктов наблюдений, хотя и для развитых стран столь прямолинейное решение экономически затруднительно. Как полагают многие специалисты, разумное повышение репрезентативности наблюдений порывов состоит не в уплотнении сети станций, а в расширении применения средств дистанционного зондирования и в качественном статистическом и гидродинамическом моделировании [43]. Вторая проблема относится к измерительной аппаратуре и ее использованию в оценке характеристик порывов [31, 72]. Она связана с репрезентативностью характеристик порывов и вызвана тем, что продолжительность и стандартное отклонение порывов зависят от фактического интервала осреднения и фактической дискретности измерений наличной аппаратурой. Эта зависимость была проанализирована Бельярсом [31] на основе подхода Райса в теории флуктуаций случайного шума [62, 63] и была учтена в соответствующих документах ВМО [6].

Сделаем несколько замечаний о специфичности аппаратуры для исследований порывов ветра. Список измерительных приборов скорости ветра внушительен и истории науки его начинают с "висящих досок" Альберти и да Винчи середины 15 века. Анализ всего диапазона скоростей ветра по измерениям флюгера с разновесными досками продолжились до недавнего времени [2, 10].

В последние два десятка лет характеристики порывов ветра и их физическая природа исследуются с помощью самой разной аппаратуры и принципов измерения. Это современные анемометры и анемографы, содары и лидары, наземные радиолокаторы, спутниковые средства зондирования, грозопеленгаторы. Развиваются многосенсорные оценки и средства

корректировки порывов с использованием методов машинного обучения и результатов численного краткосрочного прогнозирования (обзоры в [70, 71, 73]).

Приведем несколько заметных фактов в истории наблюдений порывов ветра. Понимание особенной, турбулентной, вихревой природы порывов пришло в первые десятилетия 20 века при становлении теории турбулентности и при начальном развитии средств ее количественного анализа. В книге Халтинера и Мартина [24] в параграфе о "порывистости ветра" цитируется классификация порывов по масштабам микротурбулентности, составленная Сеттоном в 1953 г. [22]. Сеттон подвел итоги исследований ученых США, начиная с работы Скрейса 1930 г., в которой были выделены три класса турбулентности приземного ветра по временным масштабам от малого (несколько секунд) до большого (порядка часа). Данную классификацию Скрейс обосновал наблюдениями за дымом из-под флюгарки (дымника над трубой) и фотографированием с частотой 16 кадров в секунду. Эти наблюдения "тонкой структуры ветра" подтвердили значительный вклад в вихревую энергию естественного ветра довольно высокой частоты колебаний (10–20 циклов в секунду). В то же время из записей стандартного анемометра следовало, что на другом конце шкалы те колебания, которые продолжаются в течение нескольких минут, являются редкими. Заметим, что уже до середины прошлого века одной из основных характеристик порывистости стал *коэффициент порывистости* (*gust factor*), определяемый как отношение "максимума" в интервале инерции прибора (до 5 секунд) к "средней" скорости в интервале от нескольких минут до одного часа.

В 1951 г. в монографии Американского метеорологического общества были обобщены результаты многочисленных исследований ветра в трех измерениях и предложена микроклиматическая классификация порывистости ветра с учетом направления (цит. по кн. [24]). А в 1954 г. в эпохальной статье Монины и Обухова [14] было показано, что наиболее общей теорией влияния стратификации на турбулентный режим в приземном слое воздуха является теория подобия.

В Руководстве ВМО [6] в Главе 5 "Измерение приземного ветра" основная терминология, связанная с порывами, заимствована из публикации 1972 г. [56], при этом шквалы не определяются и не описываются. Порыв, определенный как "индивидуальная короткопериодная пульсация ветра", характеризуется тремя параметрами: максимальным порывом, средним квадратическим отклонением скорости и направлением ветра. Есть дополнительные характеристики: порыв бывает сглаженный, резкий, пиковый, длительный. Продолжительностью порыва считается "мера длительности максимального наблюдаемого порыва", которая определяется "чувствительностью измерительного устройства". Формулируются подробные инструкции по оценке скоростей порывов, их продолжительности и т. п.

Выделим два, на наш взгляд, очень важных момента в Руководстве [6], касающиеся измерений и оценок порывов. Во-первых, оценку максимальных порывов и средних квадратических отклонений не следует проводить

без "надлежащих приборов и регистрирующих устройств" (п. 5.2.3), при этом утверждается, что "устаревшие флюгеры с качающейся доской ненамного лучше полного отсутствия приборов" (п. 5.6). Во-вторых, оценку порывов следует производить на основе гипотетической "измерительной цепочки" (модели измерения) "по Бельярсу" [31] с привлечением распределения Райса и со скользящей фильтрацией колебаний ветра на интервале в несколько секунд и оценкой "максимального порыва" на этом же интервале осреднения.

В отечественной монографии "Климат России" [10], вышедшей в 2001 г., много места выделено статистическим характеристикам ветра и его порывов, измерениям этих характеристик во всем диапазоне скоростей, расчетным оценкам скорости и порывистости, проблемам построения однородных рядов наблюдений и особенностям климатологических обработок данных о ветре. Здесь также обсуждаются непростые проблемы с измерительными приборами и с их использованием в синоптической практике; с сожалением отмечаются такие явления, как потеря однородности рядов при сменах инструментов, утрата бумажных таблиц с данными и т. д. Например, данные о порывах снимались 4 или 8 раз в сутки с показаний флюгера с доской (легкой для измерений малых скоростей и тяжелой – для измерения больших скоростей). При этом таблицы с записями о порывах хранились ограниченное время, а данные о порывах большой скорости ветра вообще не снимались из-за "особенности методики наблюдений".

Статистические модели порывов

Для надежности статистических характеристик порывов требуется устойчивая в пределах имеющихся выборок модель вероятностного распределения этой величины во времени и пространстве. В статистическом описании порывов как экстремальных величин напрашивается использование трех известных законов притяжения для экстремумов или их двух обобщенных вариантов – распределения экстремумов для выборок независимых величин и распределения Парето для временных рядов [43, 52, 59, 61, 69]. В отечественной метеорологии моделирование ветра с помощью распределения Вейбулла применялось в СССР (правда, без указания автора распределения, в [2]), применяется и в современной отечественной практике [10, 52].

Однако реальные сильные порывы ветра зачастую не укладывались в строгие рамки классической теории экстремальных величин. Заметные расхождения характеристик порывов с законами экстремальных величин привели, во-первых, к резкой критике приложений теории экстремумов, названной в [48] "математическим миражом", во-вторых, к более внимательному анализу условий применимости этой теории [45] и, наконец, к разработке новых или к модификации старых методов статистического описания порывов.

В последние два десятка лет распределение Райса, построенное при анализе "дробового эффекта" случайного шума в 1944 г. и возрожденное

Бельярсом в 1987 г., заметно потеснило и классическую теорию экстремумов, и многочисленные другие статистические модели порывов [39, 72]. В противовес наиболее распространенному в описании скорости ветра распределению Вейбулла, авторы работы [39] предложили комбинацию распределений Райса и Рэлея. В ходе исследования ими были протестированы такие распределения, как эллиптические, анизотропные гауссовы, обратные гауссовы, негауссовы, бимодальные, ортогонально-полиномиальные, гамма- и бета-распределения, логнормальные и т. д. Конкретная цель работы [39] заключалась в отыскании распределения, способного охватить суточную и сезонную изменчивость ветра. Любопытна историческая параллель: желание построить аналитическую функцию, способную описать ветер в полном диапазоне изменений, включая максимальное, побудило Анапольскую в 1961 г. использовать формулу, предложенную, по ее словам, Гандиным, и в книге [2] никак не именованную, но которая в точности совпадает с формулой Вейбулла.

Добавим, что в описании ветра довольно распространенными остаются так называемые гетероскедастические модели (ARCH-models и их разнообразные вариации), обобщающие классические "авторегрессионскользящих средних" (ARMA) с помощью добавления авторегрессии для дисперсии [37, 74].

При этом продолжаются поиски аналогов распределению порывов ветра в других областях исследований. Например, в статье [32] по данным ультразвуковых замеров порывов ветра с частотой 4 Гц и по оценкам скорости турбулентного потока за цилиндром в лабораторном воздушном туннеле было показано, что принятие гипотезы развития возмущений в турбулентных каскадах с перемежаемостью приводит к варианту степенного закона, хорошо известного в сейсмологии. Распределение "порывов" во времени оказалось сходным с законом Гутенберга – Рихтера для частоты подземных толчков силы выше некоторого порога, а интервал между максимальными порывами распределился по закону Омори, описывающему изменение частоты и магнитуды афтершоков.

Общие сведения о параметризации в системах ЧПП

Внедрение новейших технологий в прогнозирование погоды все еще не позволяет полностью закрыть проблему "terra incognita", или "серой" области между масштабами от 1 метра до 100 метров и от сотни метров до сотни километров, в каждом из которых разработаны эффективные микро- и мезомодели, но еще не эксплуатируются в оперативном режиме модели, покрывающие этот разрыв. Заметим, что указанный масштаб не входит в традиционные классификации мезомасштабных процессов, которая начинается с интервала 200 м – 2 км (табл. 1.1 в [4]). В "серой" области масштаб турбулентной энергии и турбулентного потока меньше разрешаемого масштаба мезомодели и превосходит разрешаемый масштаб микромоделей. Проблема была сформулирована в 2004 г. в статье Вингарда [78], который

предложил некоторые специфические замыкания системы уравнений мезомасштабного ЧПП, способных частично разрешить указанную проблему.

Автор книги [43] связывает физическую сторону проблемы с возникновением и развитием конвекции на масштабах "серой зоны". При ее способности к самоорганизации существует возможность генерирования на микромасштабе таких порывов ветра, которые не относятся к среднему ветру мезомасштаба и которые по этой причине не могут появиться на прогностическом горизонте мезомодели.

Интересующие нас порывы наблюдаются в приземном слое атмосферы, гидродинамическая неустойчивость которого особенно важна для анализа и моделирования порывов. В [77] была подтверждена сильная связь между порывами ветра, скоростью трения, вариацией измерений и вертикальной неустойчивостью. Поэтому, учитывая попадание порывов ветра в "серую" зону, в приземном подслое мезомасштабных моделей следует наряду с параметризацией других величин предусматривать параметризацию порывов. Авторы [77] подчеркивают необходимость отдельной обработки конвективных и неконвективных порывов как явлений с разными пространственно-временными масштабами.

Многообразие условий, порождающих экстремальные проявления ветра, отражается в растущей "многомодульности" систем параметризации порывов в современных моделях ЧПП с автоматизированным или ручным переключением между этими модулями. Различная алгоритмическая сложность, требуемые для конкретных модулей специфические данные и параметры, вычислительные затраты расчетов ставят пользователей и исследователей перед непростым выбором [33]. Какая сложность схемы параметризации требуется для оценки порывов заданной точности? Какая дополнительная продукция используемой модели ЧПП может улучшить оценку порывов? Достаточно ли простого определения подсеточной кинетической энергии для учета стохастической природы порывов?

Наиболее общим образом современные методы параметризации порывов можно разделить на две группы [72]: на основе 1) теории подобия для приземного слоя атмосферы и 2) так называемого "профильного метода" Брассёра. В обзоре Шеридана [70] разделение проведено по конвективным и неконвективным условиям возникновения сильных порывов, при этом параметризации этих порывов "работают взаимно исключительно" по аналогии с противопоставлением "физически – эмпирически". Шеридан перечислил и кратко описал около трех десятков "моделей оценки порывов", используемых до 2011 г. как в параметризациях ЧПП, так и в гибридных системах наукастинга.

Центральной характеристикой в параметризации порывов в приземном слое остается *коэффициент порывистости*. Его оценка представляет собой непростую задачу ввиду неопределенности интервала осреднения и частоты замеров для выделения локального экстремума, поэтому в некоторых случаях рекомендуется преобразовать прямое определение порыва

в формулу, содержащую стандартное отклонение и расчетную интенсивность турбулентности горизонтальной скорости [72]. Стандартное отклонение может оцениваться по значениям турбулентной кинетической энергии (ТКЭ), если таковая рассчитывается в модели, в противном случае параметризация производится с помощью теории подобия Монина – Обухова.

Коэффициент порывистости иногда выделяется в отдельную группу методов параметризации, как, например, при описании модели COSMO поступили авторы [33]:

1. Использование *коэффициента порывистости*, определяемого как отношение порыва к средней скорости ветра и зависящего от неустойчивости атмосферы и от длины шероховатости в области прогнозирования, согласно [40].

2. Интерпретация порыва как *нисходящего переноса* момента движения с более высокого пограничного слоя атмосферы, согласно [34].

3. Интерпретация порыва как *аддитивной добавки к средней скорости* ветра, связанной с турбулентной кинетической энергией. Если ТКЭ не моделируется, то в качестве заменителя турбулентного состояния используют скорость трения [68], индексы неустойчивости атмосферы и направление ветра, описывающие адвекцию ТКЭ из соседних областей с разными характеристиками шероховатости [29].

Параметризация порывов в версиях модели COSMO

В консорциуме COSMO имеются разнообразные модификации блоков данной модели на национальном уровне, приспособленные к конкретным физико-географическим условиям. Однако общие принципы параметризации порывов разрабатывались совместно с ЕЦСПП, и оценки порывов с учетом турбулентного переноса в приземном слое отличаются от параметризаций ЕЦСПП лишь в деталях [29, 30, 41, 42].

Блоки (модули) параметризации порывов ветра в базовой оперативной модели COSMO-Eu Немецкой службы погоды описаны в руководстве [66]. Шаг расчетной сетки в 2016 г. равнялся 2.8 км, поэтому методологические аспекты, отмеченные в этом руководстве, актуальны и в настоящее время для отечественной версии модели COSMO-Ru с разрешением 2.2 км. Перечислим несколько важных аспектов, подчеркнутых в [66]. Во-первых, порыв приземного ветра определяется как максимальная скорость ветра на высоте 10 м, оцениваемая ежечасно по часовому и шестичасовому интервалам. Во-вторых, по утверждению разработчиков, расчетная сетка 2.8 км обеспечивает прямое моделирование экстремальных явлений, порождаемых глубокой влажной конвекцией, таких как грозы с суперячейками, интенсивные мезомасштабные конвективные комплексы, предфронтальные грозы с линиями шквалов и сильным снегопадом в зимних мезомасштабных циклонах. В-третьих, для достижения заявленных целей требуется учащенный анализ высокого разрешения с использованием несиноптических и высокочастотных данных, таких как авиационные наблюдения по программе АМДАР (включая дополнительные показатели турбулентности

и влажности) и результаты дистанционного зондирования. Добавим, что в блоке ассимиляции данной версии модели использован метод подталкивания (nudging). Наконец, в-четвертых, в списке источников данных для усвоения характеристик ветра (с максимальной скоростью и направлением при порывах) перечисляются радиозонды, самолетные датчики, ветровые профилемеры, приземные и морские сенсоры (SYNOP, SHIP, BUOY), радиолокаторы (данные о так называемом "ветре VAD").

В системе параметризации порывов в модели COSMO-Ru/2.2 в настоящее время предусмотрено пять модулей оценки ([66]):

1. Динамический порыв с нижнего модельного слоя.
2. Динамический порыв с уровня 30 м.
3. Динамический порыв по методу Брассёра.
4. Динамический порыв с нижнего уровня с учетом зависимости коэффициента порывистости от средней скорости ветра на уровне 10 м.
5. Эмпирическая статистическая линейная модель (внедрена в Version 5.06, 2019).

В используемой терминологии порывы разделяются на динамические и конвективные. Как обычно, в расчетах участвуют характеристики турбулентных переносов момента количества движения, температуры и влажности. В выходную продукцию записывается "максимальная скорость ветра на 10 м", определенная как максимум из динамического и конвективного порывов. Конвективный порыв рассчитывается по разности средних горизонтальных скоростей ветра на высотах 850 и 950 гПа, умноженной на эмпирически рассчитанный коэффициент [30].

В прогнозах, по умолчанию, динамический порыв рассчитывается в первом модуле как аддитивная добавка к средней скорости ветра на 10 м, зависящая от этой же скорости и от коэффициента турбулентного переноса момента движения на подстилающей поверхности.

Методика Брассёра (модуль 3) [34] основана на том, что масса воздуха на определенной высоте может достигать подстилающей поверхности только если средняя турбулентная кинетическая энергия превышает энергию плавучести между земной поверхностью и высотой расположения этой массы воздуха. Расчеты производятся интегрально по выделенному столбу воздуха и включают с одной стороны неравенства среднюю по высоте турбулентную кинетическую энергию, а с другой – относительное изменение виртуальной потенциальной температуры, помноженное на ускорение силы тяжести.

Эмпирическая модель (модуль 5), заявленная как "настройка порывов ветра" (wind gust tuning) и внедренная в 2019 г. специалистами Швейцарской метеослужбы. Настройка производится по четырем предикторам: средний модельный ветер на 10 м и три разных оценки порыва из параметризации Брассёра (основная оценка, оценки на нижней и верхней границе слоя). Коэффициенты настроены для модели COSMO с шагом сетки 1.1 км и валидированы по стационарным наблюдениям в Центральной Европе.

Модуль 5 разрабатывался для устранения систематической недооценки сильных порывов по схеме первого модуля. В комментариях к программному коду перечисляются две ситуации, которые данная модель не способна удовлетворительно отразить, так как не была на них обучена – очень высокая скорость порыва (при средней скорости более 25 м/с) и порывы над озером или морем.

Прогноз на основе радиолокационного зондирования

Радиолокатор является единственным оперативным средством, способным поставлять наблюдения в трехмерном пространстве каждые пять-десять минут в сетке разрешения один километр и менее. Обзорная область локатора достаточно велика, чтобы идентифицировать структуру мезомасштабного конвективного комплекса (МКК), оценить его гидрометеорологические особенности и этапы эволюции для своевременной передачи штормового предупреждения. Очевидно, напрямую возможности радиолокации можно использовать в прогностическом смысле лишь на сроки инерции МКК, которые не выходят за пределы сроков наукастинга и которые обязательно должны уточняться иными наблюдениями и соответствующими статистическими и физическими прогностическими системами [11, 12, 18, 50].

Современные радиолокаторы поставляют достаточно информации, чтобы идентифицировать нисходящие порывы ветра, фронты порывов и линии шквалов в условиях опасного шторма. Как было известно уже в первой половине прошлого века, знание физических причин и особенностей грозовых процессов позволяет предвидеть и отчасти предугадывать сопутствующие порывы и шквалы (например, [25]). В синоптической практике западных стран до сих пор используется разработанная в конце 1970-х гг. "методика Лемона" идентификации опасной грозы по морфологическим признакам на радарных изображениях. Это, в частности, наклон восходящего потока и расположение области слабого эха, сдвиг верхней границы отражаемости по отношению к ядру, сильные градиенты отражаемости, сдвиг ядра отражаемости в сторону восходящего потока, выраженность bow-эха (в виде лука для стрельбы), вращение и некоторые другие особенности, зависящие от стадии развития грозы [50].

Для идентификации порывов и шквалов применяются разнообразные радиолокационные сигнатуры, т. е. специально разрабатываемые функции характеристик отражаемости, двойной поляризации и доплеровских оценок потоков в определенных диапазонах изменения. Оценки таких диапазонов производятся статистическими методами, включая методы машинного обучения. Например, для выделения нисходящих грозовых порывов на мысе Канаверал используется восемь сигнатур, среди которых наиболее важными оказались функции максимального вертикально интегрированного льда и максимальной отражаемости, при этом пороговые значения выделяются алгоритмом машинного обучения "случайный лес" [57]. По

данным испытаний методики на двух сотнях гроз в теплые сезоны (май–сентябрь) 2015–2016 гг. показано, что идентификация и сверхкраткосрочный прогноз порывов по комбинации сигнатур оказались лучше таких же операций по отдельным сигнатурам.

В презентации [76] приводится список пяти методов наукастинга нисходящих порывов на основе радиолокационных переменных, которые тестировались и внедрялись, начиная с 1990-х гг. Определение нисходящих потоков (downdraft winds) и разделение порывов на микро- и макропорывы (micro - и macrobursts), а также на влажные и сухие, даны по Фуджите [46]. Сроки всех описанных методов прогноза не превышают 30 минут.

Перечислим параметры радиолокации и сигнатуры порывов, использованные в этих моделях, не упоминая физических обоснований разработчиков:

- вертикально интегрированная водность;
- максимальная отражаемость;
- высота максимальной отражаемости;
- высота максимальной отражаемости выше изотермы 0 °С;
- максимальная отражаемость выше изотермы 0 °С;
- максимальная отражаемость в грозовой ячейке;
- высота верхней границы радиоэха;
- максимальная высота столба дифференциальной отражаемости;
- высота столба дифференциальной отражаемости выше изотермы 0 °С;
- вертикальный градиент дифференциальной отражаемости;
- высота слоя ледяного дождя выше изотермы 0 °С;
- максимальная высота сигнатуры мокрого снега;
- ядро удельного [дифференциального] фазового сдвига.

Среди сигнатур радиолокации в последнее время выделилось "ядро удельного дифференциального фазового сдвига" (K_{DP} core), способное указать таяние и состав осадков, которые увеличивают отрицательную плавучесть и могут инициировать развитие нисходящего порыва воздуха. В [54] формулируются рекомендации синоптикам об использовании ядра в качестве сигнатуры предвестников нисходящего порыва:

1) ядра K_{DP} в окрестности слоя таяния являются надежным сигналом развития нисходящего порыва;

2) более высокие значения K_{DP} около слоя таяния и более высокие значения вертикальных градиентов K_{DP} чаще всего связаны с сильными нисходящими порывами;

3) ядра K_{DP} развиваются относительно медленно (обычно не менее 15 мин), что позволяет их наблюдать в условиях оперативного цикла обзора в 5 мин.

В кратком обзоре радарных сигнатур как предвестников нисходящих порывов указаны также снижающиеся "ядра отражаемости", радиальная конвергенция на среднем уровне, топологические "дыры – ложбины –

столбы" дифференциальной отражаемости, сильная положительная удельная дифференциальная фаза около и ниже слоя таяния (ядро K_{DP}).

Несмотря на возросшие знания о роли сигнатур как предвестников нисходящих потоков, прогнозирование этих потоков остается сложной задачей, особенно при слабом сдвиге ветра в грозовых условиях. Причина проблемы заключается в том, что нисходящие потоки и их предвестники – это маломасштабные события, которые развиваются быстро и которые поэтому трудно обнаружить метеорологическими радарными с периодом сканирования около 10 минут. Как свидетельствуют быстро обновляемые наблюдения локаторов с фазированной решеткой, ядро высокой отражаемости развивается и опускается в течение лишь около семи минут во время грозы, порождающей нисходящие порывы.

Наукастинг с помощью машинного обучения

Технологии прогноза порывов по [71] основаны 1) на параметризациях моделей ЧПП с использованием физических принципов (physically based), 2) на статистических средствах (включая машинное обучение), пользующихся наблюдениями в больших объемах (data driven) и 3) на их всевозможных комбинациях (hybrids). Хорошо известны как достоинства, так и недостатки первых двух подходов по отдельности.

Примерно до 2015 г. основным средством получения добавленной стоимости в прогнозе порывов от использования результатов ЧПП служили разнообразные схемы регрессии [60, 75, 80], в последнее десятилетиекратно увеличилось количество предложенных схем и приемов машинного обучения.

В первом обзоре Шеридана (2011 г.) [70] приводятся лишь два примера приложения машинного обучения к прогнозу порывов в первом десятилетии этого века: в Европе (ЕЦСПП) – нейросети [53] и в США – различные приемы искусственного интеллекта, среди которых наиболее успешными оказались деревья классификации и регрессии [65].

Во втором обзоре Шеридана (2018 г.) [71] достойных упоминания ссылок оказалось около полутора десятков, в которых применяются деревья классификации и регрессии, нейронные сети, метод опорных векторов, алгоритм AdaBoost и т. д. Все методы машинного обучения требуют больших объемов данных, что делает необходимым снижение размерности задачи с неизбежной потерей информации. Серьезной остается опасность переобучений на принципиально ограниченных выборках. Наиболее полезными считаются гибридные методы, в первую очередь комбинированные с выходной продукцией ЧПП в схемах постпроцессинга.

В статье 2018 г. Шеридан также выделяет "интересное направление", в котором делаются попытки связать физические законы с технологиями, построенными исключительно на данных (data driven) – это так называемое "физически обоснованное" машинное обучение, учитывающее или претендующее на учет законов физики.

К настоящему времени пока немного исследований проведено в области постпроцессинга порывов ветра в ансамблевых прогнозах. В [67] сравниваются восемь статистических методов и методов машинного обучения в вероятностном прогнозе порывов ветра. Эти методы разделены на три стандартные группы (классическая статистика, поверхностное и глубокое обучение) с некоторой спецификацией на основе имеющихся архивов данных:

1. Современные статистические методы: статистические характеристики выходной ансамблевой продукции (EMOS) и регрессия по отдельным членам ансамбля.

2. Методы машинного обучения: градиентный бустинг и квантильные леса регрессий.

3. Нейросетевой подход: регрессионная сеть, квантильная сеть Бернштейна и сеть гистограммной оценки.

Информационная основа статьи [67] состояла из данные за семь лет (2010–2016 гг.) эксплуатации оперативной модели COSMO-DE и часовые приземные наблюдения метеостанций в Германии. Показано, что несмотря на исходную калиброванность сырых ансамблевых прогнозов, подключение корректировки на основе дополнительных метеорологических предикторов существенно увеличивает качество прогноза порывов. Авторы [67] предложили гибкую схему локально адаптивных нейросетей с набором выходных прогностических ансамблей, которые не только значительно превышают качество всех методов постпроцессинга, но также обучаются физическим связям, зависящим от суточного хода, в особенности в вечерних перестройках пограничного планетарного слоя.

Обстоятельный и критический обзор методов машинного обучения в прогнозе порывов ветра дается в [36]. Проверяются способности нейронных сетей прогнозировать факт и силу порыва ветра. Используются геофизические предикторы реанализа ERA5, регрессия и различные варианты нейросетей с разнообразными предикторами. Данные наблюдений собраны с метеостанций трех аэродромов США в теплый (апрель–сентябрь) и холодный (октябрь–март) периоды. Использовано около 70 % данных для обучения и 30 % для тестирования. По независимым выборкам показано, что качество прогноза сильно зависит от включения авторегрессии, т. е. от учета памяти во временном ряде. Вероятность появления порыва, оцениваемая с помощью пятислойной нейросети, прогнозируется намного лучше регрессионной схемы и схемы нейросетей с меньшим количеством слоев. Авторы признают, что обучение нейросетей до двадцати слоев создает опасность переобучения. Но даже при наилучшем прогнозе наступления порыва в двадцатислойной нейросети сила порыва недооценивается примерно наполовину. Заметим, что при количестве слоев в несколько десятков и более речь идет уже о "глубоком машинном обучении", требующем компьютерных систем на графических процессорах с опцией распараллеливания [28].

Обнародованная в 2020 г. нейромодель PhyDNet [55], ориентированная на прогнозирование по последовательности образов, является одной из самых современных схем машинного обучения, используемых для моделирования и прогнозирования погоды, гидродинамических и других физических явлений. В отличие от традиционных нейросетей, PhyDNet "направляет" процесс обучения на идентификацию физически согласованных решений путем включения "предварительных знаний", удовлетворяющих определенным физическим законам [51]. В PhyDNet физическое знание представлено системой уравнений в частных производных, которые способны сохранять физические ограничения для будущего прогноза образа.

Авторы [79] утверждают, что большинство предыдущих исследований конвективных порывов ветра фокусировались на моделировании и прогнозировании опасной конвективной погоды и ее отдельных фаз, являющихся непосредственными физическими причинами этих порывов. В статье предлагается новая нейросетевая модель наукастинга конвективных порывов на 0–2 часа, построенная на принципах глубокого обучения и позволяющая строить количественные прогнозы в масштабах минута-километр. Эта модель построена по сходной технологии с вышеописанной моделью PhyDNet, учитывающей физические ограничения, и обучается на наблюдениях приземного ветра и на радарной информации. По утверждению авторов [79], многочисленные современные системы прогноза порывов ветра даже на сетках с малым шагом обладают низким качеством в интервале 0–2 часа, зачастую предоставляя прогнозы в часовом обобщении (дается ссылка на австрийскую систему наукастинга INCA). Пропагандируя широкое внедрение методов машинного обучения, авторы указывают на большую роль рекуррентных и сверточных нейросетей в "получении новых знаний" о метеорологических полях.

Методы верификации

Оценка качества прогноза порывов производится с учетом физических и статистических особенностей такой метеорологической величины, как скорость порыва ветра. Традиционно предполагается, что порывы в области средних скоростей (примерно до 10 м/с) могут удовлетворительно моделироваться стандартным гамма-распределением, а порывы выше порога 15 м/с разумнее приближать либо распределением Вейбулла, либо распределением Райса [39, 52, 61].

Максимальность и редкость высоких скоростей ветра заставляет прибегать к соответствующим оценкам качества наукастинга порывов. Например, при категорийном определении порывов и оценки качества с помощью двумерной таблицы сопряженностей не рекомендуется применять такие известные метрики, как показатель Пирса – Обухова (Peirce Skill Score, PSS) [19] или "равноправную оценку угроз" (Equitable Threat Score, ETS), которые критично зависят от выборочной климатологии и вырождаются при стремлении "базовой доли" к нулю [44, 49]. В частности, критерий Пирса – Обухова стремится к доле попаданий, а оценка угроз

стремится к нулю. Как показано в [44], не вырождаются "индексы экстремальной зависимости" EDI и SEDI, построенные на логарифмах повторностей, содержащихся в ячейках таблиц сопряженностей.

Очевидно, поточечная верификация прогнозов прогностических полей позволяет строить довольно подробную информативную карту распределения оценки качества в реальной географии. Обобщения таких оценок можно производить простым осреднением по всей области испытаний, по каким-либо внутренним регионам этой области или же квантильным распределением по всему пространству (например, [15, 16]).

Для более компактной верификации прибегают к мере качества "по пространственным долям" FSS (Fractions Skill Score), которая принадлежит группе "окрестных методов оценки прогнозов полей" [35, 64] и, обладая удобными свойствами квадратичной метрики, оценивает сходство не значений, а вероятностных распределений "единиц" дихотомического представления категорий порывов [9, 15]. Иногда этот метод включается в более широкую группу методов объектно-ориентированной верификации [38].

Популярность показателя FSS объясняется возможностью выделения "полезных" пространственных масштабов, обеспечиваемых предлагаемой технологией прогнозирования. Справедливости ради отметим, что "полезный масштаб", определяемый или значением $FSS=0.5$ или с добавкой половины пространственной доли события, считается слишком строгим и применяемым "по инерции" вслед за рекомендациями авторов [64]. Имеются специфические особенности в поведении данного показателя, описанные, например, в статье [58]. В некоторых ситуациях, в частности при уменьшении пространственной доли прогнозируемого явления, показатель может вырождаться (в 0 или 1) в зависимости от приграничного расположения областей осадков или же устремиться к оценке доли попаданий ("предупрежденности"), как и упомянутый выше критерий Пирса – Обухова. Такого рода ситуации критичны при принятии решений, цена которых для конкретного пользователя зависит не столько от успеха попадания, сколько от серьезности "пропуска цели".

Заключение

В силу влияния на самые разные сферы человеческой деятельности порывы ветра наряду с осадками относятся к наиболее широко востребованным объектам погодного наукастинга. Особый интерес при этом представляют явления, связанные с процессами активной конвекции, к числу которых относятся шквалистые усиления ветра.

Проблематика наукастинга порывов ветра весьма обширна и многоаспектна. В настоящем обзоре затрагиваются вопросы терминологии, наблюдательной базы, статистического описания, моделирования и прогнозирования, а также особенностей верификации порывов ветра.

Список литературы

1. Алексеева А.А. Метод прогноза сильных шквалов // Метеорология и гидрология. 2014. № 9. С. 5-15.
2. Анапольская Л.Е. Режим скоростей ветра на территории СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1961. 200 с.
3. Васильев Е.В. Условия возникновения и краткосрочный прогноз сильных шквалов на Европейской территории России: Дис. ... канд. геогр. наук. М., 2009. 186 с.
4. Вельтищев Н.Ф., Степаненко В.М. Мезометеорологические процессы. М.: Изд-во МГУ, 2006. 101 с.
5. ВМО-№ 471. Руководство по морскому метеорологическому обслуживанию. 2024. 92 с.
6. ВМО-№ 8. Руководство по приборам и методам наблюдений. Том 1. Измерения метеорологических переменных. 2021. 675 с.
7. Зверев А.С. Синоптическая метеорология: Издание 2-е. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 711 с.
8. ИКАО-2018. Приложение 3 к Конвенции о международной гражданской авиации. Метеорологическое обеспечение международной авиации. ИКАО, 2018. 230 с.
9. Киктев Д.Б., Муравьев А.В., Бундель А.Ю. Методические рекомендации по верификации метеорологических прогнозов. М.: Гидрометцентр России, 2021. 90 с.
10. Климат России / Под ред. Н.В. Кобышева. СПб.: Гидрометиздат, 2001. 656 с.
11. Методические указания по использованию информации доплеровского метеорологического радиолокатора ДМРЛ-С в синоптической практике: Третья редакция. М.: Росгидромет; ЦАО, 2019. 129 с. Available at: <https://method.meteorf.ru>
12. Методические указания по производству метеорологических радиолокационных наблюдений на ДМРЛ-С на сети Росгидромета в целях штормоповещения и метеобеспечения авиации. СПб.: Главная геофизическая обсерватория, 2013. 137 с.
13. Методическое пособие. Разработка прогнозов текущей погоды и сверхкраткосрочных прогнозов с использованием современных систем наблюдения за атмосферой и продукции численных моделей. 2018. 96 с. Available at: <https://method.meteorf.ru>
14. Монин А.С., Обухов А.М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Труды Геофизического института АН СССР. 1954. № 24 (151). С. 163-187.
15. Муравьев А.В., Киктев Д.Б. Качество, предсказуемость и полезность в задачах радиолокационного наукастинга осадков // Метеорология и гидрология. 2024. № 7. С. 93-107.
16. Муравьев А.В., Киктев Д.Б., Смирнов А.В. Оценка радиолокационного наукастинга полей осадков // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2023. № 3 (389). С. 6-58.
17. Переходцева Э.В. Гидродинамико-статистический метод прогноза шквалов и очень сильного ветра в градации опасных явлений в летний период с заблаговременностью 12–36 ч по выходным данным региональной модели для ЕТР // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. 2013. Информационный сборник № 40. С. 170-181.
18. Программный комплекс вторичной обработки информации доплеровского метеорологического радиолокатора ДМРЛ-С («ГИМЕТ-2010»): Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ. Правообладатель: ФГБУ «ЦАО», номер регистрации: 2018665447, дата регистрации: 05.12.2018.
19. РД 52.27.284–1991 Методические указания. Проведение производственных (оперативных) испытаний новых и усовершенствованных методов гидрометеорологических и гелиогеофизических прогнозов. М.: Госгидромет СССР, 1991. 151 с.
20. РД 52.27.724–2019 Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения. М.: Гидрометцентр России, 2019. 66 с.
21. Российский гидрометеорологический энциклопедический словарь. В 3 т. СПб.: Летний сад, 2008–2009. 336, 312, 216 с.
22. Сеттон О.Г. Микрометеорология: исследование физических процессов в нижних слоях атмосферы: Пер. с англ. Л.: Гидрометеиздат, 1958. 355 с.

23. *Смирнова М.М.* Влияние данных измерений содаров и температурных профилеметров на качество численного прогноза характеристик атмосферного пограничного слоя: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. М., 2014. 111 с.
24. *Халтинер Д., Мартин Ф.* Динамическая и физическая метеорология. М.: ИЛ, 1960. 434 с.
25. *Хромов С.П.* Основы синоптической метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1948. 690 с.
26. *Хромов С.П., Мамонтова Л.И.* Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 570 с.
27. *Шакина Н.П., Иванова А.Р.* Прогнозирование метеорологических условий для авиации. М.: Триада лтд, 2016. 312 с.
28. *Шолле Ф.* Глубокое обучение на R. СПб.: Питер, 2018. 400 с.
29. *Agustsson H., Olafsson H.* Mean gust factors over complex terrain // *Meteorol. Z.* 2004. Vol. 13. P. 149-155.
30. *Bechthold P., Bidlot J.* Parameterization of convective gusts // *ECMWF Newsletter.* 2009. No. 119. P. 15-18.
31. *Beljaars A.C.M.* The influence of sampling and filtering on measured wind gusts // *J. Atmos. Ocean. Technol.* 1987. Vol. 4. P. 613-626.
32. *Boetcher F., Renner C., Waldl H.-P., Peinke J.* On the statistics of wind gusts. arXiv:physics/0112063v2 [physics.ao-ph] 20 Dec 2001.
33. *Born K., Ludwig P., Pinto J.G.* Wind gust estimation for Mid-European winter storms: towards a probabilistic view // *Tellus A: Dynamic Meteor. Oceanogr.* 2012. Vol. 64, no. 1. P. 17471. DOI: 10.3402/tellusa.v64i0.17471.
34. *Brasseur O.* Development and application of a physical approach to estimating wind gusts // *Mon. Wea. Rev.* 2001. Vol. 129. P. 5-25.
35. *Brown B.G., Gilleland E., Ebert E.E.* Forecasts of spatial fields / I.T. Jolliffe, D.B. Stephenson (Eds) // *Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science*, 2nd ed. Wiley, 2012. P. 95-117.
36. *Coburn J., Pryor S.C.* Do Machine Learning Approaches Offer Skill Improvement for Short-Term Forecasting of Wind Gust Occurrence and Magnitude? // *Wea. Forecasting.* 2022. Vol. 37. P. 525-543.
37. *Cripps E., Dunsmuir W.T.M.* Modeling the Variability of Sydney Harbor Wind Measurements // *Jour. Appl. Meteor.* 2003. Vol. 42. P. 1131-1138.
38. *Davis C.A., Brown B.G., Bullock R.G.* Object-based verification of precipitation forecasts, Part I: Methodology and application to mesoscale rain areas // *Mon. Wea. Rev.* 2006. Vol. 134. P. 1772-1784.
39. *Drobinski P., Coulais C., Jourdiar B.* Surface Wind-Speed Statistics Modelling: Alternatives to the Weibull Distribution and Performance Evaluation // *Boundary-Layer Meteorology.* 2015. Vol. 157. P. 97-123.
40. *Durst C.D.* Wind speeds over short periods of time // *Meteorol. Mag.* 1960. Vol. 89. P. 181-186.
41. ECMWF. IFS Documentation – Cy47r3. Part IV. Physical processes. 2021.
42. ECMWF. IFS Documentation – Cy48r1. Part IV. Physical processes. 2023.
43. *Emeis S.* Atmospheric Physics for Wind Power Generation. Springer. 2018. 276 p.
44. *Forecast Verification in Atmospheric Science. A Practitioner's Guide: Second Ed.* / I. Jolliffe, D. Stephenson (Eds.). John Wiley & Sons Ltd, 2012. 274 p.
45. *Franklin T., Lombardo F.T., Main J.A., Simiu E.* Automated extraction and classification of thunder storm and non-thunder storm wind data for extreme-value analysis // *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics.* 2009. Vol. 97. P. 120-131.
46. *Fujita T.T.* Manual of downburst identification for project NIMROD // *SMRP Research Paper* 156. May 1978. 111 p.
47. Glossary of meteorology (USA). 2024. <https://glossary.ametsoc.org>
48. *Harris I.* Generalised Pareto methods for wind extremes. Useful tool or mathematical mirage? // *J. Wind Eng. Ind. Aerodyn.* 2005. Vol. 93. P. 341-360.

49. Hogan R.J., Ferro C.A.T., Jolliffe I.T., Stephenson D.B. Equitability revisited: why the “equitable threat score” is not equitable // *Wea. Forecasting*. 2010. No. 25. P. 710-726.
50. Joe P., Dance S., Lakshmanan V. et al. Automated Processing of Doppler Radar Data for Severe Weather Warnings / *Doppler Radar Observations – Weather Radar, Wind Profiler, Ionospheric Radar and Other Advanced Applications*. 2012. P. 33-75. DOI: 10.5772/39058.
51. Karniadakis G.E., Kevrekidis I.G., Lu L. et al. Physics-informed machine learning // *Nat. Rev. Phys.* 2021. Vol. 3. P. 422-440. DOI: 10.1038/s42254-021-00314-5.
52. Kislov A., Matveeva T. An Extreme Value Analysis of Wind Speed over the European and Siberian Parts of Arctic Region // *Atmospheric and Climate Sciences*. 2016. Vol. 6. P. 205-223.
53. Kretzschmar R., Eckert P., Cattani D., Eggimann F. Neural network classifiers for local wind prediction // *J. Appl. Meteor.* 2004. Vol. 43. P.727-738.
54. Kuster C.M., Bowers B.R., Carlin J.T., Schuur T.J., Brogden J.W., Toomey R., Dean A. Using KDP Cores as a Downburst Precursor Signature // *Wea. Forecasting*. 2021. Vol. 36. P. 1183-1198.
55. Le Guen V., Thome N. Disentangling Physical Dynamics From Unknown Factors for Unsupervised Video Prediction / 2020 IEEE-CVF Conference on Computer Vision and Pattern Recognition (CVPR). P. 11471-11481. DOI: 10.1109/cvpr42600.2020.01149.
56. Mazzarella D.A. An inventory of specifications for wind-measuring instruments // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1972. Vol 53. P. 860-871.
57. Medina B.L., Carey L.D., Amiot C.G., Mecikalski R.M., Roeder W.M., McNamara T.M., Blakeslee R.J. A Random Forest Method to Forecast Downbursts Based on Dual-Polarization Radar Signatures // *Remote Sens.* 2019. Vol. 11, no. 826. P. 1-17.
58. Mittermaier M.A. “Meta” Analysis of the Fractions Skill Score: The Limiting Case and Implications for Aggregation // *Mon. Wea. Rev.* 2021. Vol. 149. P. 3491-3504.
59. Mohr S., Kunz K., Richter A., Ruck B. Statistical characteristics of convective wind gusts in Germany // *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 2017. Vol. 17. P. 957-969.
60. Nielsen N.W., Petersen C. Calculation of wind gusts in DMI-HIRLAM. Danish Meteorological Institute. Copenhagen // *Scientific Report 01-03*. 2001. 38 p.
61. Palutikof J.P., Brabson B.B., Lister D.H., Adcock S.T. A review of methods to calculate extreme wind speeds // *Meteorol. Appl.* 1999. Vol. 6. P. 119-132
62. Rice S.O. Mathematical analysis of random noise // *Bell Sys. Tech. J.* 1944. Vol. 23. P. 282-332.
63. Rice S.O. Mathematical analysis of random noise // *Bell Sys. Tech. J.* 1945. Vol. 24. P. 46-156.
64. Roberts N., Lean H. Scale-selective verification of rainfall accumulations from high resolution forecasts of convective events // *Mon. Wea. Rev.* 2008. Vol. 136. P. 78-97.
65. Sallis P.J., Cluster W., Hernandez S. A machine learning algorithm for wind gust prediction // *Comput. Geosci.* 2011. Vol. 37. P. 1337-1344.
66. Schättler U., Doms G., Schraf C. Nonhydrostatic Regional COSMO-Model. Part VII. User’s Guide. COSMO 6.00. 2016. 194 p.
67. Schulz B., Lerch S. Machine learning methods for postprocessing ensemble forecasts of wind gusts: A systematic comparison. Karlsruhe Institute of Technology. Heidelberg Institute for Theoretical Studies. arXiv:2106.09512v1 [stat.ML] 17 Jun 2021.
68. Schulz J.-P., Heise E. A new scheme for diagnosing near-surface convective gusts // *COSMO Newslett.* 2003. Vol. 3. P. 221-225.
69. Seregina L., Haas R., Born K., Pinto J. Development of a wind gust model to estimate gust speeds and their return periods // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. 2014. Vol. 66. P. 1-15.
70. Sheridan P. Review of techniques and research for gust forecasting and parameterisation // *Forecasting Research Technical Report 570*. April 2011. 22 p.
71. Sheridan P. Current gust forecasting techniques, developments and challenges // *Adv. Sci. Res.* 2018. Vol. 15. P. 159-172.
72. Suomi I., Gryning S.-E., Floors R., Vihmaa T., Fortelius C. On the vertical structure of wind gusts // *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2015. Vol. 141. P.1658-1670.

73. *Suomi I., Vihma T.* Wind Gust Measurement Techniques – From Traditional Anemometry to New Possibilities // *Sensors*. 2018. Vol. 18. P. 1-27.
74. *Taylor J.W., McSharry P.E., Buizza R.* Wind Power Density Forecasting Using Ensemble Predictions and Time Series Models // *ECMWF Technical Memorandum 553*. February 2008. 17 p.
75. *Thorarinsdottir T.L., Johnson M.S.* Probabilistic Wind Gust Forecasting Using Nonhomogeneous Gaussian Regression // *Mon. Wea. Rev.* 2012. Vol. 140. P. 889-897.
76. *Tüchler L.* Nowcasting of thunderstorm downdraft winds using weather radar data in ZAMG. 2022. 16 p. https://resources.eumetrain.org/data/6/668/wind_ew_2022_s2b.pdf
77. *Wieringa J.* Gust factors over open water and built up country // *Bound. Layer Meteor.* 1973. Vol. 3. P. 24-441.
78. *Wyngaard J.C.* Toward Numerical Modeling in the “Terra Incognita” // *Jour. Atm. Sci.* 2004. Vol. 61. P. 1816-1826.
79. *Xiao H., Wang Y., Zheng Y., Zheng Y., Zhuang X., Wang H., Gao M.* Convective-gust nowcasting based on radar reflectivity and a deep learning algorithm // *Geosci. Model Dev.* 2023. Vol. 16. P. 3611-3628.
80. *Yamaguchi A., Ishihara T.* Short term gust forecasting by using numerical weather prediction and multi timescale nonparametric regression model // *The Eighth Asia-Pacific Conference on Wind Engineering*, December 10–14, 2013, Chennai, India. DOI: 10.3850/978-981-07-8012-8_207.

References

1. *Alekseeva A.A.* A method of forecasting severe squalls. *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2014, vol. 39, no. 9, pp. 569-576. DOI: 10.3103/S1068373914090015.
2. *Anapol'skaja L.E.* Rezhim skorostej vetra na territorii SSSR. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1961, 200 p. [in Russ.].
3. *Vasil'ev E.V.* Usloviya vozniknoveniya i kratkosrochnyj prognoz sil'nyh shkvalov na Evropejskoj territorii Rossii: Dis. ... kand. geogr. nauk. Moscow, 2009, 186 p. [in Russ.].
4. *Vel'tishhev N.F., Stepanenko V.M.* Mezometeorologicheskie processy. Moscow, MSU publ., 2006, 101 p. [in Russ.].
5. *WMO-No. 471.* Guide to Marine Meteorological Services. 3-d edition. WMO, Geneva, 2001, 156 p.
6. *WMO-No. 8.* Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation. Volume I – Measurement of Meteorological Variables, 2021, 584 p.
7. *Zverev A.S.* Sinopticheskaja meteorologija: Izdanie vtoroje. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1977, 711 p. [in Russ.].
8. *IKAO-2005.* Manual on Low-level Wind Shear. International Civil Aviation Organization. Doc 9817. AN/449, 2005, 213 p.
9. *Kiktev D.B., Murav'ev A.V., Bundel' A.Yu.* Metodicheskie rekomendacii po verifikacii meteorologicheskikh prognozov. Moscow, Gidrometcentr Rossii publ., 2021, 94 p. [in Russ.].
10. *Klimat Rossii [The climate of Russia].* Red. N.V. Kobysheva. Saint Petersburg, Gidrometeoizdat publ., 2001, 656 p. [in Russ.].
11. Metodicheskie ukazaniya po ispol'zovaniju informacii dopplerovskogo meteorologicheskogo radiolokatora DMRL-S v sinopticheskoy praktike: Tret'ja redakcija. Moscow, Rosgidromet, CAO, 2019, 129 p. Available at: method.meteorf.ru/norma/document/dop_3red [in Russ.].
12. Metodicheskie ukazaniya po proizvodstvu meteorologicheskikh radiolokacionnyh nablyudenij na DMRL-S na seti Rosgidrometa v celyah shtormoopoveshcheniya i meteobespecheniya aviacii. Saint Petersburg, Glavnaya geofizicheskaya observatoriya publ., 2013, 137 p. [in Russ.].
13. Metodicheskoe posobie. Razrabotka prognozov tekushchey pogody i sverhkratkosrochnykh prognozov s ispol'zovaniem sovremennykh sistem nablyudeniya za atmosferoy i produkcii chislennykh modeley. Moscow, Rosgidromet, 2018, 96 p. [in Russ.].
14. *Monin A.S., Obuhov A.M.* Osnovnye zakonomernosti turbulentnogo peremeshivaniya v prizemnom sloe atmosfery. *Trudy Geofizicheskogo Institutata AN SSSR*, 1954, vol. 151, no. 24, pp.163-187 [in Russ.].

15. Muravev A.V., Kiktev D.B. Quality, Predictability, and Utility in Radar Precipitation Nowcasting Applications. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2024, vol. 49, no. 7, pp. 627-637. DOI: 10.3103/S1068373924070070.
16. Muravev A.V., Kiktev D.B., Smirnov A.V. Verification of the radar precipitation nowcasting. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2023, vol. 389, no. 3, pp. 6-58 [in Russ.].
17. Perekhodceva E.V. Gidrodinamiko-statisticheskiy metod prognoza shkvalov i ochen' sil'nogo vetra v gradacii opasnyh yavleniy v letniy period s zablagovremennost'yu 12-36 ch po vyhodnym dannym regional'noy modeli dlya ETR. *Rezultaty ispytaniya novykh i usovershenstvovannykh tekhnologiy, modeley i metodov gidrometeorologicheskikh prognozov*. Informatsionnyy sbornik, 2013, vol. 40, pp. 170-181 [in Russ.].
18. Programmnyy kompleks vtorichnoy obrabotki informatsii doplerovskogo meteorologicheskogo radiolokatora DMRL-S («GIMET-2010»): Svidetel'stvo o gosudarstvennoy registratsii programmy dlya EVM. Pravoobladatel': FGBU «CAO», nomer registratsii: 2018665447, data registratsii: 05.12.2018 [in Russ.].
19. RD 52.27.284–91. Metodicheskie ukazaniya. Provedenie proizvodstvennykh (operativnykh) ispytaniy novykh i usovershenstvovannykh metodov gidrometeorologicheskikh i geliogeofizicheskikh prognozov. Moscow, Gosgidromet SSSR publ., 1991, 151 p. [in Russ.].
20. RD 52.27.724-2019 Nastavlenie po kratkosrochnym prognozam pogody obshhego naznacheniya. Moscow, Gidrometcentr Rossii publ., 2019, 66 p. [in Russ.].
21. Rossiyskiy gidrometeorologicheskii enciklopedicheskiy slovar'. V 3 t. Saint Petersburg, Letniy sad publ., 2008–2009, 336, 312, 216 p. [in Russ.].
22. Sutton O.G. *Micrometeorology*. McGraw-Hill Book Company, New York, 1953.
23. Smirnova M.M. Vliyanie dannykh izmereniy sodarov i temperaturnykh profilemerov na kachestvo chislenogo prognoza harakteristik atmosfernogo pogranichnogo sloja: Dis. ... kand. fiz.-mat. nauk. Moscow, 2014, 111 p. [in Russ.].
24. Haltiner D., Martin F. *Dynamical and physical meteorology*. New York, Toronto, London, 1957.
25. Hromov S.P. *Osnovy sinopticheskoy meteorologii*. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1948, 690 p. [in Russ.].
26. Hromov S.P., Mamontova L.I. *Meteorologicheskij slovar'*: Izdanie tret'e. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1974, 570 p. [in Russ.].
27. Shakina N.P., Ivanova A.R. Prognozirovanie meteorologicheskikh usloviy dlja aviatsii. Moscow, Triada ltd publ., 2016, 312 p. [in Russ.].
28. Shollet F. *Deep learning with R*. Manning Publications, 2017, 341 p.
29. Agustsson H., Olafsson H. Mean gust factors over complex terrain. *Meteorol. Z.*, 2004, vol. 13, pp. 149-155.
30. Bechthold P., Bidlot J. Parameterization of convective gusts. ECMWF Newsletter, 2009, no. 11, pp. 15-18.
31. Beljaars A.C.M. The influence of sampling and filtering on measured wind gusts, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 1987, vol. 4, pp. 613-626.
32. Boetcher F., Renner C., Waldl H.-P., Peinke J. On the statistics of wind gusts. arXiv:physics/0112063v2 [physics.ao-ph] 20 Dec 2001.
33. Born K., Ludwig P., Pinto J.G. Wind gust estimation for Mid-European winter storms: towards a probabilistic view. *Tellus A: Dynamic Meteor. Oceanogr.*, 2012, vol. 64, no. 1, pp. 17471. DOI: 10.3402/tellusa.v64i0.17471.
34. Brasseur O. Development and application of a physical approach to estimating wind gusts. *Mon. Wea. Rev.*, 2001, vol. 129, pp. 5-25.
35. Brown B.G., Gilleland E., Ebert E.E. Forecasts of spatial fields / I.T. Jolliffe, D.B. Stephenson (Eds). *Forecast Verification: A Practitioner's Guide in Atmospheric Science*, 2nd ed. Wiley, 2012, pp. 95-117.
36. Coburn J., Pryor S.C. Do Machine Learning Approaches Offer Skill Improvement for Short-Term Forecasting of Wind Gust Occurrence and Magnitude? *Wea. Forecasting*, 2022, vol. 37, pp. 525-543.

37. Cripps E., Dunsmuir W.T.M. Modeling the Variability of Sydney Harbor Wind Measurements. *Jour. Appl. Meteor.*, 2003, vol. 42, pp. 1131-1138.
38. Davis C.A., Brown B.G., Bullock R.G. Object-based verification of precipitation forecasts, Part I: Methodology and application to mesoscale rain areas. *Mon. Wea. Rev.*, 2006, vol. 134, pp. 1772-1784.
39. Drobinski P., Coulais C., Jourdiier B. Surface Wind-Speed Statistics Modelling: Alternatives to the Weibull Distribution and Performance Evaluation. *Boundary-Layer Meteorology*, 2015, vol.157, pp. 97-123.
40. Durst C.D. Wind speeds over short periods of time. *Meteorol. Mag.*, 1960, vol. 89, pp. 181-186.
41. ECMWF. IFS Documentation – Cy47r3. Part IV. Physical processes. 2021.
42. ECMWF. IFS Documentation – Cy48r1. Part IV. Physical processes. 2023.
43. Emeis S. Atmospheric Physics for Wind Power Generation. Springer, 2018, 276 p.
44. Forecast Verification in Atmospheric Science. A Practitioner's Guide: Second Ed. / I. Jolliffe, D. Stephenson (Eds.). John Wiley & Sons Ltd, 2012, 274 p.
45. Franklin T., Lombardo F.T., Main J.A., Simiu E. Automated extraction and classification of thunder storm and non-thunder storm wind data for extreme-value analysis. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 2009, vol. 97, pp. 120-131.
46. Fujita T.T. Manual of downburst identification for project NIMROD. SMRP Research Paper 156. May 1978, 111 p.
47. Glossary of meteorology (USA). 2024. Available at: <https://glossary.ametsoc.org>.
48. Harris I. Generalised Pareto methods for wind extremes. Useful tool or mathematical mirage? *J. Wind Eng. Incl. Aerodyn.*, 2005, vol. 93, pp. 341-360.
49. Hogan R.J., Ferro C.A.T., Jolliffe I.T., Stephenson D.B. Equitability revisited: why the “equitable threat score” is not equitable. *Weather Forecast*, 2010, no. 25, pp. 710-726.
50. Joe P., Dance S., Lakshmanan V. et al. Automated Processing of Doppler Radar Data for Severe Weather Warnings / Doppler Radar Observations – Weather Radar, Wind Profiler, Ionospheric Radar and Other Advanced Applications, 2012, pp. 33-75. DOI: 10.5772/39058.
51. Karniadakis G.E., Kevrekidis I.G., Lu L. et al. Physics-informed machine learning. *Nat. Rev. Phys.*, 2021, vol. 3, pp. 422-440. DOI: 10.1038/s42254-021-00314-5.
52. Kislov A., Matveeva T. An Extreme Value Analysis of Wind Speed over the European and Siberian Parts of Arctic Region. *Atmospheric and Climate Sciences*, 2016, vol. 6, pp. 205-223.
53. Kretschmar R., Eckert P., Cattani D., Eggmann F. Neural network classifiers for local wind prediction. *J. Appl. Meteor.*, 2004, vol. 43, pp. 727-738.
54. Kuster C.M., Bowers B.R., Carlin J.T., Schuur T.J., Brogden J.W., Toomey R., Dean A. Using KDP Cores as a Downburst Precursor Signature. *Wea. Forecasting*, 2021, vol. 36, pp. 1183-1198.
55. Le Guen V., Thome N. Disentangling Physical Dynamics From Unknown Factors for Unsupervised Video Prediction /2020 IEEE-CVF Conference on Computer Vision and Pattern Recognition (CVPR), pp. 11471-11481. DOI: 10.1109/cvpr42600.2020.01149.
56. Mazzarella D.A. An inventory of specifications for wind-measuring instruments. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1972, vol 53, pp. 860-871.
57. Medina B.L., Carey L.D., Amiot C.G., Mecikalski R.M., Roeder W.M., McNamara T.M., Blakeslee R.J. A Random Forest Method to Forecast Downbursts Based on Dual-Polarization Radar Signatures. *Remote Sens.*, 2019, vol. 11, no. 826, pp. 1-17.
58. Mittermaier M.A. “Meta” Analysis of the Fractions Skill Score: The Limiting Case and Implications for Aggregation. *Mon. Wea. Rev.*, 2021, vol. 149, pp. 3491-3504.
59. Mohr S., Kunz K., Richter A., Ruck B. Statistical characteristics of convective wind gusts in Germany. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 2017, vol. 17, pp.957-969.
60. Nielsen N.W., Petersen C. Calculation of wind gusts in DMI-HIRLAM. Danish Meteorological Institute. Copenhagen. Scientific Report 01-03, 2001, 38 p.
61. Palutikof J.P., Brabson B.B., Lister D.H., Adcock S.T. A review of methods to calculate extreme wind speeds. *Meteorol. Appl.*, 1999, vol. 6, pp. 119-132
62. Rice S.O. Mathematical analysis of random noise. *Bell Sys. Tech. J.*, 1944, vol. 23, pp. 282-332.

63. Rice S.O. Mathematical analysis of random noise. *Bell Sys. Tech. J.*, 1945, vol. 24, pp. 46-156.
64. Roberts N., Lean H. Scale-selective verification of rainfall accumulations from high resolution forecasts of convective events. *Mon. Wea. Rev.*, 2008, vol. 136, pp. 78-97.
65. Sallis P.J., Claster W., Hernandez S. A machine learning algorithm for wind gust prediction. *Comput. Geosci.*, 2011, vol. 37, pp. 1337-1344.
66. Schättler U., Doms G., Schraf C. Nonhydrostatic Regional COSMO-Model. Part VII. User's Guide. COSMO 6.00. 2016, 194 p.
67. Schulz B., Lerch S. Machine learning methods for postprocessing ensemble forecasts of wind gusts: A systematic comparison. Karlsruhe Institute of Technology. Heidelberg Institute for Theoretical Studies. arXiv:2106.09512v1 [stat.ML] 17 Jun 2021.
68. Schulz J.-P., Heise E. A new scheme for diagnosing near-surface convective gusts. *COSMO Newslett*, 2003, vol. 3, pp. 221-225. Available at: www.cosmo-model.org
69. Seregina L., Haas R., Born K., Pinto J. Development of a wind gust model to estimate gust speeds and their return periods. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 2014, vol. 66, pp. 1-15.
70. Sheridan P. Review of techniques and research for gust forecasting and parameterization. *Forecasting Research Technical Report 570*, April 2011, 22 p.
71. Sheridan P. Current gust forecasting techniques, developments and challenges. *Adv. Sci. Res.*, 2018, vol. 15, pp. 159-172.
72. Suomi I., Gryning S.-E., Floors R., Vihmaa T., Fortelius C. On the vertical structure of wind gusts. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2015, vol. 141, pp. 1658-1670.
73. Suomi I., Vihma T. Wind Gust Measurement Techniques – From Traditional Anemometry to New Possibilities. *Sensors*. 2018, vol. 18, pp. 1-27.
74. Taylor J.W., McSharry P.E., Buizza R. Wind Power Density Forecasting Using Ensemble Predictions and Time Series Models. ECMWF Technical Memorandum 553. February 2008. 17 p.
75. Thorarinsdottir T.L., Johnson M.S. Probabilistic Wind Gust Forecasting Using Nonhomogeneous Gaussian Regression. *Mon. Wea. Rev.*, 2012, vol. 140, pp. 889-897.
76. Tüchler L. Nowcasting of thunderstorm downdraft winds using weather radar data in ZAMG, 2022, 16 p. Available at: https://resources.eumetrain.org/data/6/668/wind_ew_2022_s2b.pdf
77. Wieringa J. Gust factors over open water and built up country. *Bound. Layer Meteor.*, 1973, vol. 3, pp. 24-441.
78. Wyngaard J.C. Toward Numerical Modeling in the "Terra Incognita". *Jour. Atm. Sci.*, 2004, vol. 61, pp. 1816-1826.
79. Xiao H., Wang Y., Zheng Y., Zheng Y., Zhuang X., Wang H., Gao M. Convective-gust nowcasting based on radar reflectivity and a deep learning algorithm. *Geosci. Model Dev.*, 2023, vol. 16, pp. 3611-3628.
80. Yamaguchi A., Ishihara T. Short term gust forecasting by using numerical weather prediction and multi timescale nonparametric regression model // The Eighth Asia-Pacific Conference on Wind Engineering, December 10–14, 2013, Chennai, India. DOI: 10.3850/978-981-07-8012-8 207.

Поступила 27.08.2025; одобрена после рецензирования 01.10.2025;
принята в печать 15.10.2025.

Submitted 27.08.2025; approved after reviewing 01.10.2025;
accepted for publication 15.10.2025.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2025-3-32-48>

УДК 551.510.528

Характеристики внетропической тропопаузы в Южном полушарии по данным аэрологического зондирования

У.О. Соколова, А.Р. Иванова, Е.Н. Скриптунова

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

Исследована сезонная и межгодовая изменчивость высоты и температуры тропопаузы на основании информации 41 станции аэрологического зондирования, расположенной южнее 30° ю. ш., в период 2015–2024 гг. Получены средние значения характеристик тропопаузы и их распределение, обсуждается влияние антарктического континента на положение тропопаузы. Проведен поиск трендов высоты тропопаузы в Южном полушарии за прошедшее десятилетие.

Ключевые слова: тропопауза, Южное полушарие, аэрологическое зондирование

Extratropical tropopause features in Southern Hemisphere based on the upper-air sounding data

U.O. Sokolova, A.R. Ivanova, E.N. Skriptunova

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

The seasonal and interannual variability of the tropopause height and temperature was studied using the information from 41 upper-air sounding stations located south of 30° during 2015–2024. Average values and the distribution of the tropopause characteristics were obtained, and the influence of the Antarctic continent on the tropopause location was discussed. A search for trends in the tropopause height in the Southern Hemisphere over the past decade was carried out.

Keywords: tropopause, Southern Hemisphere, upper-air sounding

Введение

Изучение динамики тропопаузы связано с необходимостью метеорологического обеспечения авиации. Информация о высоте границы между тропосферой и стратосферой является составной частью карт особых явлений для авиации (SigWX). До 2022 г. лаборатория зональных прогнозов Гидрометцентра России выпускала подобные карты исключительно для территории Северного полушария. В настоящее время в связи с созданием Российского центра зональных прогнозов требуется подготовка такой информации для всего глобуса. Однако, как было указано в [2], в Южном полушарии существуют особенности циркуляции, оказывающие влияние

в том числе на структуру и динамику тропопаузы. По этой причине важно иметь представление об изменчивости характеристик тропопаузы в этом регионе.

Одним из самых надежных источников для определения положения тропопаузы является аэрологическая информация. По данным об измеряемой датчиком радиозонда температуре производится поиск уровня, соответствующего классическому определению тропопаузы, сформулированному в документах Всемирной метеорологической организации [12]. Кроме того, по значениям представленной в материалах зондирования потенциальной температуры может быть определено положение тропопаузы согласно [11]. В данной работе анализируются значения высоты и температуры тропопаузы [12] на основании информации радиозондирования на станциях Южного полушария за период 2015–2024 гг. Зона южнее 30° ю. ш. выбрана из-за максимальной изменчивости характеристик тропопаузы во внетропической области [3].

Используемые данные

Поскольку тропопауза является поверхностью раздела между двумя частями земной атмосферы – тропосферы и стратосферы – с совершенно разными свойствами, существует множество способов определения ее положения [3]. Тропопауза может быть установлена по различию в свойствах, таких как распределение с высотой температуры (обычной или потенциальной), содержание химических элементов (озона, водяного пара), значение потенциального вихря Эртеля и пр. В настоящей работе тропопауза определялась по классическому определению Всемирной метеорологической организации – это «минимальная высота, на которой вертикальный градиент температуры падает до $0,2^\circ\text{C}/100$ м (или ниже) и среднее значение этого параметра в вышележащем слое толщиной 2 км не превышает $2^\circ\text{C}/\text{км}$ » [12]. Вертикальный профиль температуры по данным значений на уровнях аппроксимировался гладкой кривой с помощью сплайна третьего порядка с условиями равенства нулю второй производной на верхней и нижней границах. Далее снизу с шагом 1 м производился поиск уровня, на котором выполнялось условие [12]. Этот уровень назначался высотой тропопаузы, а соответствующая ему температура на профиле – температурой тропопаузы.

Для анализа были использованы материалы 41 станции аэрологического зондирования (рис. 1), расположенной на территории Австралии, Новой Зеландии, Африки, Южной Америки и Антарктиды за 10 лет (с 2015 по 2024 год). Общее количество зондов, пригодных для обработки, составило 166509 (первоначальное количество – около 180 тысяч) [https://weather.uwyo.edu/upperair/sounding_legacy.html].

Сведения о характеристиках тропопаузы извлекались из информации только тех зондов, которые выпускались в стандартные сроки 00 и 12 ч ВСВ. Исключение составляли данные на станциях Новой Зеландии, где,

очевидно, в силу расположения территории страны в различных часовых поясах (от UTC-11 до UTC+13), особенно много запусков происходило в нестандартные сроки (03, 06, 09, 15, 18, 21 ч ВСВ).



Рис. 1. Аэрологические станции Южного полушария (к югу от 30° ю. ш.).

Fig. 1. Upper-air sounding stations in Southern Hemisphere (south 30 S).

Была произведена процедура фильтрации данных с целью исключения неподходящей для обработки информации. К такому «браку» относились данные, содержащие положительные значения температуры на высотах более 6 км, данные ракетных запусков, начинающиеся с высоты 17–18 км, случаи повторной записи на одном и том же уровне или случаи снижения радиозонда в полете, когда построение сплайна технически оказывалось невозможным. В ходе проведенного анализа было выявлено, что информация от 7.3 % общего числа зондов непригодна для определения положения тропопаузы. Наибольшее количество таких зондов было отмечено в Новой Зеландии – 16,9 % от общего числа на данной территории. В Африке этот показатель составил 14.5 %, в Южной Америке – 7.6 %, Антарктиде – 6.4 %. Наименьшее число зондов, содержащих тот или иной вид ошибок, было зафиксировано в Австралии – 2.3 %. Было установлено, что количество непригодных для расчетов зондов уменьшалось в течение рассматриваемого десятилетнего периода. Так, с 2015 по 2019 год их число варьировалось от 1298 до 2278 (суммарно в год для всех территорий), тогда как в период с 2020 по 2024 год оно не превышало 1 тыс. (от 676 до 912 ежегодно).

Поскольку Южное полушарие преимущественно океаническое, станций, расположенных южнее 30° ю. ш., оказалось не так много: 14 – в Австралии, по 11 – в Южной Америке и Антарктиде, 3 – в Новой Зеландии, 2 – на африканском континенте. При этом далеко не везде запуск зондов производился регулярно: на некоторых станциях отсутствует информация за несколько месяцев или даже за несколько лет. Максимальные пропуски в данных отмечены на российской станции Новолазаревская (полностью 2019–2020 гг.) в Антарктиде и на станциях 87715 (2015–2016 гг.) и 87576 (2023–2024 гг.) в Южной Америке. В окончательной выборке количество зондов меняется от 625 на Base Magambio в Антарктиде до 7049 на станции 94672 YPAD, расположенной вблизи аэропорта Мельбурн в Австралии (табл. 1).

Таблица 1. Характеристики станций аэрологического зондирования и количество зондов, используемых для обработки

Table 1. Position of upper-air sounding station and number of soundings under consideration

Индекс станции	Широта, град.	Долгота, град.	Высота над уровнем моря, м	Кол-во зондов за 2015-2024 гг.
Австралия				
94610 YPPH	-31.93	115.96	20	6996
94637 YPKG	-30.78	121.45	370	1993
94638	-33.83	121.88	27	1798
94659 YPWR	-31.15	136.81	167	3415
94672 YPAD	-34.95	138.53	4	7028
94975 YMHB	-42.83	147.50	27	1635
94711	-31.48	145.83	264	3092
94776 YSWM	-32.80	151.83	8	1986
94802 YPAL	-34.93	117.80	68	1115
94821 YMMG	-37.73	140.78	69	7049
94866 YMML	-37.66	144.85	119	1919
94910 YSWG	-35.16	147.45	212	6803
94995 Lord Howe	-31.53	159.06	7	3198
94998 YMMQ	-54.50	158.95	8	6868
Новая Зеландия				
93112 NZWP	-36.78	174.63	27	6598
93417 NZPP	-40.90	174.98	12	6672
93844 NZNV	-46.41	168.31	4	6900
Африка				
68816 Cape Town	-33.96	18.60	42	4967
68842 FAPE	-33.98	25.61	61	4831

Индекс станции	Широта, град.	Долгота, град.	Высота над уровнем моря, м	Кол-во зондов за 2015-2024 гг.
Южная Америка				
83971 SBPA	-30.00	-51.18	3	5362
85586 SCSN	-33.65	-71.61	75	6022
85799 SCTE	-41.43	-73.10	79	3327
85934 SCCI	-53.00	-70.85	33	2618
87344 SACO	-31.30	-64.21	494	3467
87418 SAME	-32.83	-68.78	704	3199
87576 SAEZ	-34.81	-58.53	20	3057
87623 SAZR	-36.56	-64.26	191	3119
87715 SAZN	-38.95	-68.13	271	1782
87860 SAVC	-45.78	-67.50	46	2232
88889 EGYE	-51.81	-58.45	73	3625
Антарктида				
89002 Neumayer	-70.66	-8.25	50	2859
89055 Base Marambio	-64.23	-56.71	198	625
89062 Rothera	-67.57	-68.13	16	2374
89512 Novolazarevskaja	-70.76	11.83	119	2460
89532 Syowa	-69.00	39.58	21	6860
89571 Davis	-68.57	77.97	22	3325
89564 Mawson	-67.60	62.88	16	6370
89592 Mirnyj	-66.55	93.01	40	3034
89611 Casey	-66.28	110.52	42	6409
89664 McMurdo	-77.85	166.66	24	5260
89009 Amundsen-Scott	-90.00	0.00	2835	4260

Диапазон изменения среднегодовых характеристик тропопаузы в период 2015–2024 гг.

При поиске положения тропопаузы на температурном профиле проверка на соответствие условию [12] начиналась с уровня 3 км (за исключением антарктической станции Amundsen-Scott, расположенной на высоте 2835 м, здесь отсчет производился от 4,5 км), так как информация о тропопаузе важна для полетов на верхних и средних уровнях – в слое атмосферы, начинающемся с высоты FL100 (~3000 м). Отметим, что с ноября 2025 г. карта особых явлений для авиации, содержащая среди прочего данные о высоте тропопаузы, будет выпускаться центрами Всемирной системы зональных прогнозов для единого слоя FL100-FL600 [5].

В табл. 2 представлены средние значения высоты и температуры тропопаузы за период 2015–2024 гг. для каждой станции. Самая высокая тропопауза в данный период времени была отмечена на станции 83971 SBPA

в Южной Америке и составила 14206 м. Самая низкая тропопауза в среднем за указанное десятилетие была установлена на антарктической станции 89664 McMurdo – 8681 м. При этом наиболее низкая температура на высоте тропопаузы соответствует самой южной точке – антарктической станции 89009 Amundsen-Scott и составляет $-66,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (при средней высоте 9308 м), а наиболее высокая температура ($-56,5\text{ }^{\circ}\text{C}$) – станции 94998 YMMQ в Австралии (высота 10569 м).

Таблица 2. Значения высоты тропопаузы (Н) и температуры (Т) по данным зондирования в среднем за период в среднем за период 2015–2024 гг.

Table 2. Tropopause height (H) and temperature (T) averaged over period 2015–2014

Станция	Среднее		Станция	Среднее	
	Н	Т		Н	Т
Австралия			Южная Америка		
94610	12980	-60,0	83971	14206	-66,1
94637	13352	-61,4	85586	12361	-59,3
94638	12507	-59,1	85799	10868	-57,2
94659	13136	-60,8	85934	9920	-58,3
94672	11943	-57,7	87344	13287	-62,1
94711	12827	-59,5	87418	12672	-59,8
94776	12233	-57,8	87576	12451	-60,1
94802	11970	-57,6	87623	11820	-58,4
94821	11401	-57,2	87715	11281	-57,6
94866	11362	-56,9	87860	10498	-57,9
94910	11689	-56,9	88889	9895	-57,6
94975	10800	-57,2	Антарктида		
94995	12647	-59,0	89002	9345	-63,1
94998	9713	-56,5	89055	9524	-61,9
Новая Зеландия			89062	9316	-61,5
93112	11402	-56,7	89512	9523	-65,3
93417	10951	-57,0	89532	9443	-63,9
93844	10569	-57,4	89564	9116	-61,8
Африка			89571	9124	-62,1
68816	12686	-60,2	89592	9161	-61,6
			89611	8863	-59,6
68842	12570	-60,0	89664	8681	-61,7
			89009	9308	-66,5

В среднем за период 2015–2024 гг. для станций австралийского континента (количество зондов 54895) высота тропопаузы и температура на этом уровне составили 12040 м и $-58,4$ °С соответственно, в Новой Зеландии (20170 зондов) – 10974 м и $-57,0$ °С, в Африке (9798 зондов) – 12628 м и $-60,1$ °С, в Южной Америке (37810 зондов) – 11751 м и $-59,5$ °С, в Антарктиде (43836 зондов) – 9219 м и $-62,6$ °С.

Отметим, что существует значительная изменчивость характеристик тропопаузы для каждой станции. Приведем примеры повторяемости значений высоты тропопаузы в различных градациях для нескольких станций, две из которых расположены на северной границе рассматриваемой области (ближе всего к экватору), две – на территории Антарктиды (рис. 2).

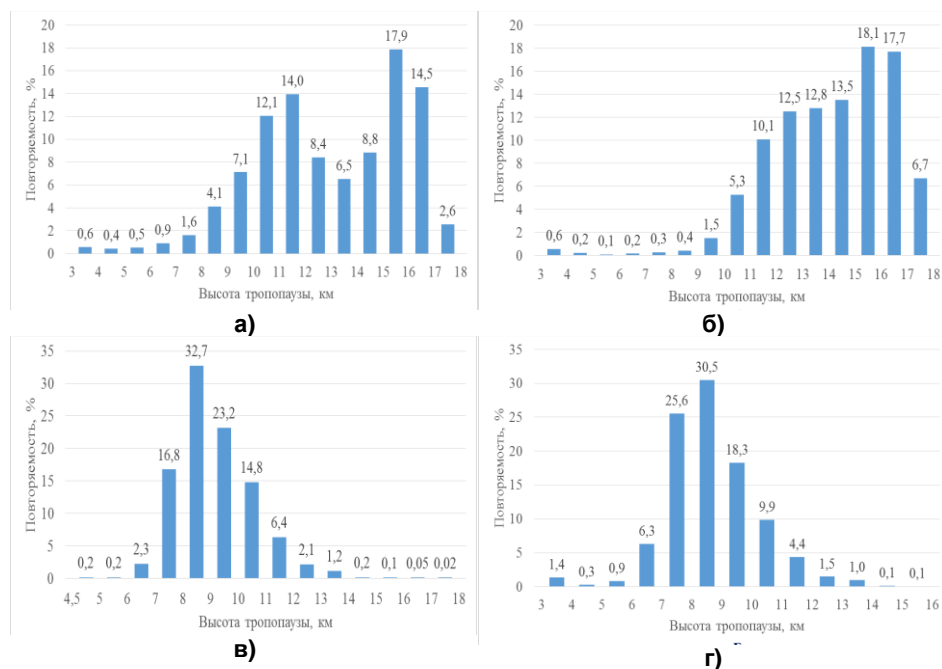


Рис. 2. Повторяемость (%) значений высоты тропопаузы на станциях: 94610 YPPH (а); 83971 SBPA (б); 89009 Amundsen-Scott (в); 89664 McMurdo (г).

Fig. 2. Occurrence frequency of tropopause height values at stations: 94610 YPPH (a); 83971 SBPA (б); 89009 Amundsen-Scott (в); 89664 McMurdo (г).

Для австралийской станции 94610 YPPH (31.93° ю. ш., 115.96° в. д.) на рис. 2а, как оказалось, повторяемость имеет бимодальное распределение с двумя максимумами в слое 11–12 км (14,5 %) и 15–16 км (17,9 %). Первый вполне соответствует высоте тропопаузы умеренных широт, второй – высоте тропической тропопаузы. В то же время примерно в 4 % случаев уровень, соответствующий определению тропопаузы [12], согласно расчетам по данным зондирования, устанавливался на высоте ниже 8 км (в 0,6 % – в слое 3–4 км).

Для южноамериканской станции 83971 SBPA (30.00° ю. ш., 51.18° з. д.) такая низкая тропопауза была получена по данным всего 1,4 % зондов. Максимум повторяемости высоты тропопаузы пришелся на слой 15–17 км (35,8 %), а в 6,7 % высота расчетной тропопаузы превысила 17 км (рис. 2б).

Для антарктических станций 89009 Amundsen-Scott (90.00° ю. ш., 0.00) и 89664 McMurdo (77.85° ю. ш., 166.66° в. д.) распределение повторяемости одномодальное, максимум расположен в слое 8–9 км и составляет 32,7 % и 30,5 % соответственно (рис. 2в и 2г). Вообще в подавляющем большинстве случаев 87,5 % и 84,2 % соответственно) высота тропопаузы на этих станциях регистрируется в слое 7–11 км. Тем не менее, над Антарктидой иногда формируется инверсионный слой, соответствующий определению тропопаузы, на очень больших высотах, характерных для тропиков. А порой отмечаются условия, когда тропопауза, напротив, идентифицируется на нижней границе рассматриваемого слоя. Такой процесс, который может наблюдаться в период полярной ночи, был охарактеризован в [6] как «исчезновение тропопаузы во время антарктической зимы».

Изменение характеристик тропопаузы в зависимости от широты

Поскольку пункты аэрологического зондирования расположены, как правило, на материках, а Южное полушарие на 90 % океаническое, обеспеченность данными весьма отличается в разных широтных поясах. Больше всего станций, чьи данные анализировались, расположено в полосе 30–40° ю. ш. – 22 станции (что превышает половину всего количества), в то время как в области 50–60° ю. ш. доступны данные всего лишь одной островной австралийской и двух материковых южноамериканских станций.

Отметим, что высота тропопаузы монотонно уменьшается с широтой вплоть до 80-го градуса. Однако над Южным полюсом ее значения оказываются выше, чем в предыдущем широтном поясе. Очевидно, это как раз связано с влиянием «ледяной горы», хотя следует иметь в виду, что наличие данных всего одной станции нельзя считать достаточно репрезентативным для окончательных выводов. Тем не менее, работа [11] также подтверждает некий подъем тропопаузы над Южным полюсом. Что касается температуры на уровне тропопаузы, то самой теплой она оказалась в широтной полосе 40–50° ю. ш. Очевидно, из-за частых адвекций тропической воздушной массы, в полосе, ближней к экватору, тропопауза значительно выше и на 2 градуса холоднее. По направлению к полюсу уменьшаются значения не только высоты, но и температуры тропопаузы. Хотя в среднем более низкой тропопаузе полагается быть более теплой, здесь, из-за влияния покрытого льдом континента, над Южным полюсом зафиксирована самая холодная тропопауза на всем полушарии (рис. 3).

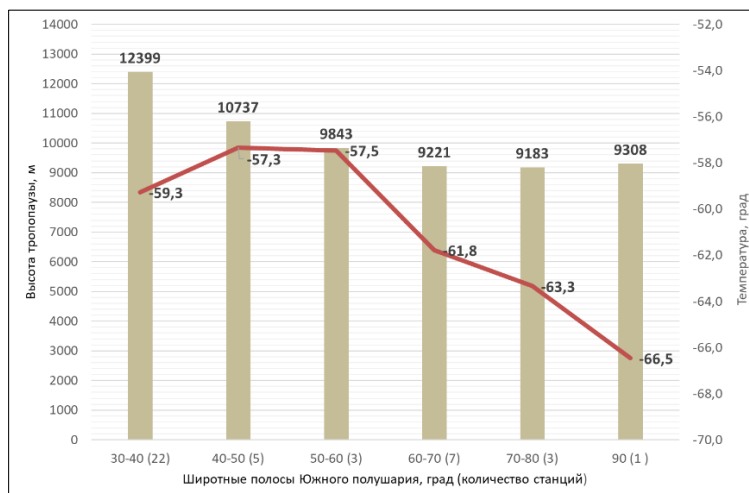


Рис. 3. Значения высоты и температуры тропопазузы в различных широтных зонах Южного полушария.

Fig. 3. Tropopause height and temperature values in different latitude bands of Southern Hemisphere.

Анализ сезонных характеристик тропопазузы (рис. 4) позволил установить, что для всех рассматриваемых регионов (кроме Антарктиды) наиболее высокой тропопазуза оказывается в период лета Южного полушария или так называемого «австралийского лета» («australian summer»).

Максимальные значения ее высоты приходятся на январь для Африки и Южной Америки (14658 и 12922 м соответственно) и на февраль для Австралии и Новой Зеландии (14267 и 12522 м соответственно). В Антарктиде самая высокая тропопазуза в среднем за десятилетие регистрировалась зимой (10511 м в августе). Этот факт требует дополнительного изучения вне рамок данной работы, однако он подтвержден и другими источниками информации, один из которых представлен на рис. 5 [11]. Из-за сильного радиационного выхолаживания поверхности ледяного континента, к тому же представляющего собой орографическую возвышенность (в среднем высота материка над уровнем моря превышает 2000 м [4]), слой температурных градиентов, соответствующий определению классической тропопазузы [12], полярной ночью может обнаруживаться на значительных высотах, превышающих порой 16 км.

Наиболее низкой тропопазуза на антарктических станциях оказывается в конце лета – начале осени Южного полушария (минимум в марте – 8290 м). Случаи высокой тропопазузы здесь могут быть связаны с вытеснением полярных масс и вторжением более теплого воздуха в результате процессов блокирования в средних широтах. Подобная синоптическая ситуация описана в [14], когда в январе 2017 года, при анализе данных станций за Южным полярным кругом, над одной из них была обнаружена воздушная масса с необычно высокой тропопазузой. Причиной оказался

блокирующий антициклон в средних широтах, который обусловил образование высотного гребня, ограниченного двумя высотными циклонами отсечения. Сопровождающий этот гребень язык теплого и влажного воздуха проник во внутренние районы антарктического плато, увеличив приземную температуру примерно на 10 градусов и приведя к подъему тропопаузы с 8 до 10 км в данном районе. При этом полярная воздушная масса была вытеснена из Антарктиды и распространилась в виде холодного течения до юга Новой Зеландии, повлияв на погоду там (понижение температуры и опускание тропопаузы).

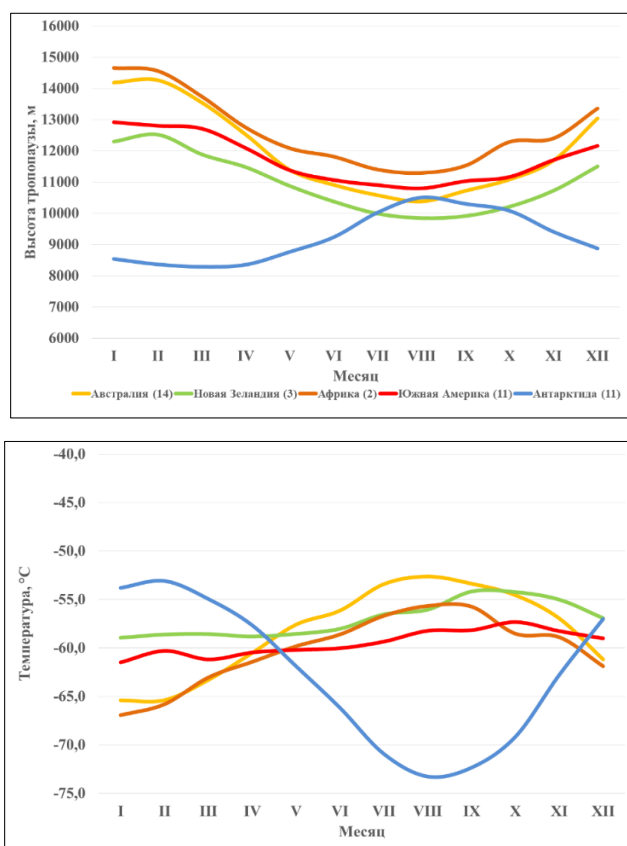


Рис. 4. Сезонная изменчивость высоты (вверху) и температуры (внизу) тропопаузы.

Fig. 4. Seasonal variability of tropopause height (top) and temperature (bottom).

Для всех остальных территорий, исключая Антарктиду, самая низкая тропопауза наблюдается в августе (в конце зимы): 11297, 10803, 10383, 9851 м для Африки, Южной Америки, Австралии и Новой Зеландии соответственно.

Годовой ход температуры на уровне тропопаузы имеет существенно различающуюся амплитуду на разных континентах. Особенно велика она в Антарктиде (около $20\text{ }^{\circ}\text{C}$), где максимум отмечается в конце австралийского лета (феврале), а минимум – в конце зимы Южного полушария (августе). Для остальных территорий годовая амплитуда существенно меньше (минимум на станциях Южной Америки составляет около $5\text{ }^{\circ}\text{C}$). Самая теплая тропопауза фиксируется в августе (Австралия и Африка), сентябре (Новая Зеландия) и октябре (Южная Америка), самая холодная – в январе.

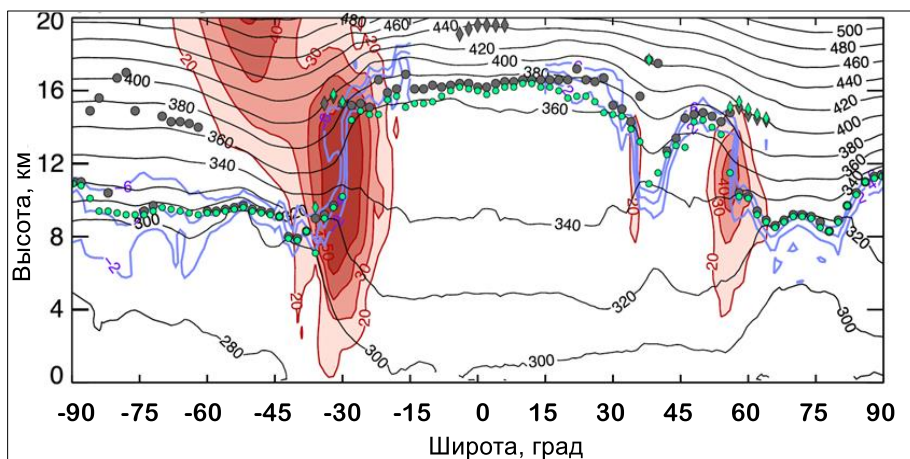


Рис. 5. Широтно-вертикальный разрез через 320° з. д. из [11], где серыми кружками обозначено положение термической тропопаузы, серыми изолиниями – изэнтропы (K), сиреневыми изолиниями – изэртелические поверхности (pvu) 15 июля 2020 г.

Fig. 5. Pole-to-pole vertical cross-section through 320° W for data 15 July 2020. Grey circles denote WMO tropopause, black contours – potential temperature (K), purple contours – Ertel's potential vorticity (PVU) [11].

Временные тенденции изменения характеристик тропопаузы

На фоне глобального потепления и восстановления озонового слоя исследователи чаще всего констатируют подъем тропопаузы в течение последних десятилетий [10].

Поскольку исследуемый период достаточно короткий, делать уверенный вывод о каких-либо возможных временных тенденциях в изменении характеристик тропопаузы представляется не вполне правомерным. Тем не менее, учитывая, что ранее подобные работы проводились для 13–15-летних рядов [7, 9], была сделана попытка рассчитать значение линейного «тренда» среднегодовых значений высоты и температуры тропопаузы в период 2015–2024 годов.

Для оценки возможной тенденции изменений характеристик тропопаузы были отобраны только те станции, на которых в течение всех 10 лет производилось зондирование в устойчивом режиме, без значительных перерывов (табл. 3). После тщательного контроля осталась примерно

половина станций от их исходного количества (21 из 41). К сожалению, была исключена одна из двух африканских станций и 8 из 11 южноамериканских. Для Австралии было отбраковано 6 станций из 14, для Антарктиды – из 11 пришлось исключить 5. В число последних вошли обе российский станции – Новолазаревская, где зондирование не проводилось с августа 2018 по апрель 2022 г., и Мирный, где зонды не запускались с июля 2020 по апрель 2021 г. Для Новой Зеландии, где, как было указано ранее, измерения по местным соображениям часто проводятся в нестандартные сроки, пришлось (помимо запусков в 00 и 12 ч) использовать информацию зондирования в 03, 06, 09, 15, 18, 21 ч ВСВ.

Таблица 3. Ежегодно выпускаемое количество зондов на станциях, выбранных для оценки трендов характеристик тропопаузы в период 2015–2024 гг.
Table 3. Number of sondes annually launched at selected stations for trend estimation of tropopause height in 2015–2024.

№	Станция	Год									
		2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022	2023	2024
Австралия											
1	94610	701	633	691	690	716	708	706	718	717	716
2	94659	359	349	347	347	327	324	339	338	340	345
3	94672	705	700	706	703	704	711	712	706	685	696
4	94776	349	296	326	326	288	323	339	313	297	235
5	94866	723	604	711	713	708	706	717	722	723	722
6	94975	689	701	699	705	707	707	706	703	714	472
7	94995	328	341	341	330	348	305	283	305	296	321
8	94998	709	692	704	702	680	700	649	674	673	685
Новая Зеландия											
9	93112	545	673	859	779	750	613	539	536	633	671
10	93417	562	662	809	806	745	630	548	597	665	648
11	93844	655	696	712	844	795	647	529	638	691	693
Африка											
12	68816	322	377	252	471	524	629	609	602	601	580
Южная Америка											
13	85586	671	672	656	550	621	381	632	549	606	684
14	85799	326	314	301	295	325	358	358	358	352	340
15	88889	364	354	343	333	366	381	360	382	368	374
Антарктида											
16	89062	202	102	203	256	260	244	245	302	289	271
17	89532	569	690	691	702	711	695	704	720	693	685
18	89564	357	282	335	341	330	334	355	315	330	346
19	89571	423	441	690	678	703	688	698	699	632	718
20	89664	494	672	509	492	504	491	518	538	515	527
21	89009	465	462	407	374	472	389	417	408	434	432

Существуют различные подходы к определению возможных трендов, однако, как было упомянуто ранее, при коротких рядах наблюдений их применение может быть затруднительно.

Для оценки изменения высоты тропопаузы был использован линейный тренд, который описывает тенденцию в данных, увеличивающуюся или уменьшающуюся с постоянной скоростью. Для каждого случая также рассчитывалась величина достоверности аппроксимации, представляющая собой статистический показатель, который количественно оценивает, насколько точно построенная математическая модель описывает исходные данные. В контексте регрессионного анализа этот параметр часто называют коэффициентом детерминации (R^2) [1]. Коэффициент детерминации может принимать значения от 0 до 1, где 0 означает, что модель совершенно не объясняет вариации данных, а при значении 1 можно сделать вывод, что модель идеально предсказывает зависимости. Производился поиск ситуаций, в которых значение R^2 превышало хотя бы 0.5. Эта величина является значимым, хотя и не вполне успешным показателем, подтверждающим справедливость наличия тренда всего в половине случаев [1].

При оценке изменчивости высоты тропопаузы по среднегодовым значениям значимый тренд удалось выявить только на антарктической станции 89564 Mawson – повышение тропопаузы в среднем составило 34 м в год ($R^2 = 0,5$) (рис. 6).

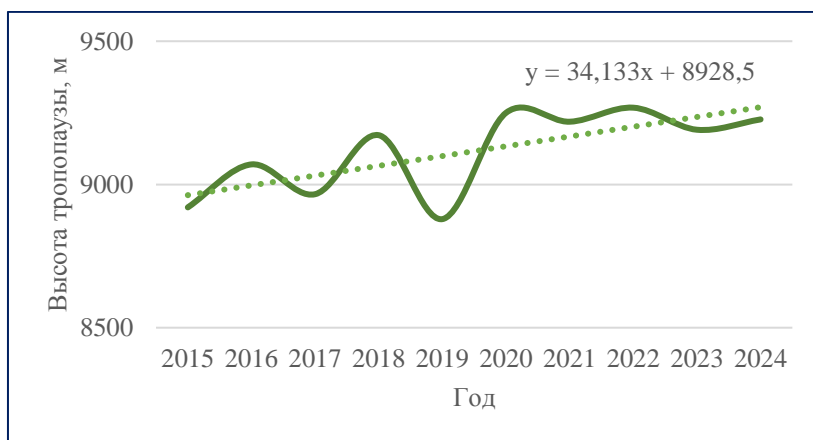


Рис. 6. Линейный тренд среднегодовых значений высоты тропопаузы за период 2015–2024 гг. на станции 89564 Mawson.

Fig. 6. Linear trend of annual average values of tropopause height for the period 2015–2024 at station 89564 Mawson.

Дополнительно был проведен анализ по выявлению возможных трендов для центральных месяцев сезонов – январь, апрель, июль, октябрь. На станции 89532 Syowa высота «зимней» тропопаузы (в июле) в течение десятилетнего периода увеличивалась в среднем на 87 м в год (рис. 7),

$R^2 = 0,5$. В октябре (весной Южного полушария) также был выявлен положительный тренд на одной станции Южной Америки 85586 SCSN – 124 м в год (рис. 8), $R^2 = 0,6$. В остальные месяцы значимые тренды не были выявлены ни на одной из станций.

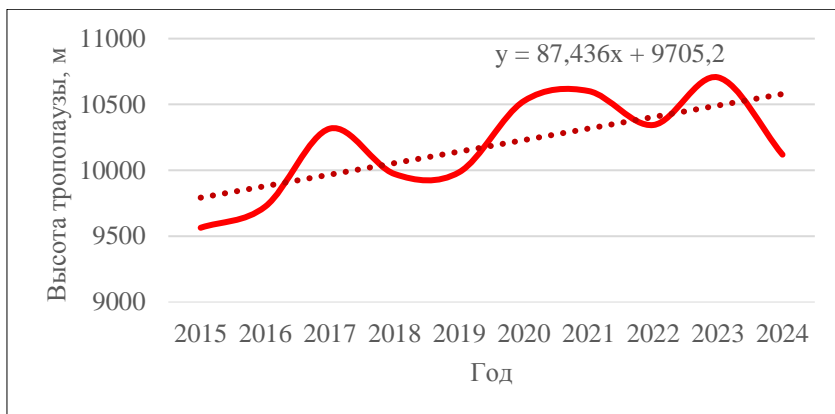


Рис. 7. Линейный тренд средних за июль значений высоты тропопаузы на станции 89532 Syowa в период 2015–2024 гг.

Fig. 7. Linear trend of average July tropopause height values for the period 2015–2024 at station 89532 Syowa.

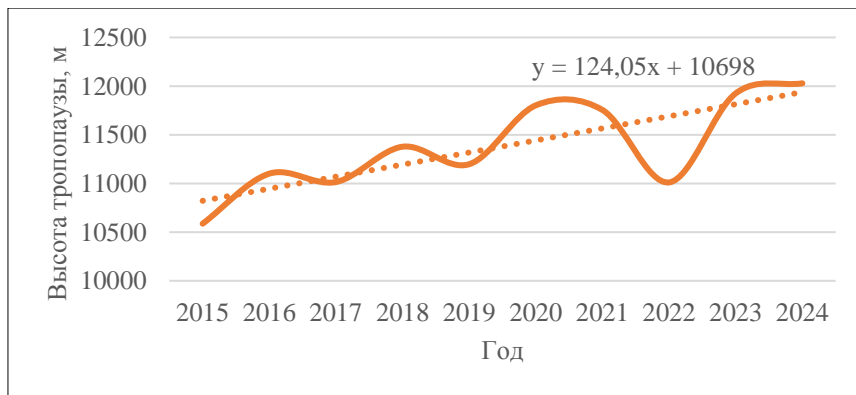


Рис. 8. Линейный тренд средних за октябрь значений высоты тропопаузы за период 2015–2024 гг. на станции 85586 SCSN.

Fig. 8. Linear trend of average October tropopause height values for the period 2015–2024 at station 85586 SCSN.

Для подтверждения гипотезы о наличии тренда был также проведен анализ с использованием теста Манна – Кендалла, который представляет собой непараметрический метод, используемый для выявления тенденций во временных рядах данных без предположения о каком-либо конкретном распределении данных [8, 13]. Данный метод часто применяется к наборам

экологических и климатических данных, где целью является выявление монотонных тенденций (возрастающих или убывающих) с течением времени. Результатом теста является подтверждение одной из выдвигаемых гипотез: нулевой гипотезы (H_0), указывающей на то, что в данных нет тренда (данные случайно упорядочены во времени), или альтернативной гипотезы (H_1) – в данных существует монотонная тенденция (увеличивается или уменьшается). Результат теста также включает р-значение – меру значимости тренда. Низкое р-значение (менее 0,05) указывает на статистически значимую тенденцию.

В каждом из приведенных выше случаев, представленных на рис. 5–7 тест Манна – Кендалла подтвердил наличие положительного тренда при уровне значимости $p < 0,05$, что является показателем достоверности полученных результатов, которые с вероятностью более 95 % являются следствием заданных условий.

Что касается температуры на уровне тропопаузы, для этой характеристики не удалось обнаружить сколь-нибудь значимых результатов, подтверждающих наличие монотонных изменений, ни для одной станции.

Выводы

В ходе проведенной работы по данным 41 станции аэрологического зондирования, расположенной во внетропической области Южного полушария, были выявлены основные закономерности изменения характеристик тропопаузы (по определению ВМО [12]) в зависимости от местоположения станции, а также сезона года для периода 2015–2024 гг. Самая высокая (14206 м) в среднем за год тропопауза отмечалась на южноамериканской станции 83971 SPBA, расположенной на северной границе рассматриваемой области, самая низкая – на антарктической станции 89664 McMurdo (8681 м). Тропопауза на полюсе оказалась в среднем существенно выше (9308 м), что может быть обусловлено особенностями циркуляции атмосферы над Антарктидой, как это ранее обсуждалось в [2].

Годовой ход высоты тропопаузы обнаружил принципиальное отличие этой характеристики на антарктических станциях в сравнении с остальными. Над Антарктидой самая высокая и при этом самая холодная тропопауза регистрируется зимой Южного полушария (в августе), в то время как для других территорий на это время приходится минимум высоты тропопаузы и максимум (иногда сдвинутый на начало весны) температуры на этом уровне.

Подробный анализ значений высоты тропопаузы, определенной по значению градиента температуры, обнаружил, что соответствующий уровень может быть зарегистрирован на любой станции в слое от 3 до 18 км. Это свидетельствует, с одной стороны, об эпизодах глубокой адвекции воздушных масс из других широт, а с другой – о том, что критерий ВМО 1957 года не всегда позволяет четко определить границу раздела между

тропосферой и стратосферой. По этой причине современные исследователи ищут другие подходы для идентификации тропопаузы по данным радиозондирования [11].

Попытка выявить монотонные тенденции в изменениях характеристик тропопаузы за прошедшее десятилетие не обнаружила таковых, за исключением станции 89564 Mawson в Антарктиде, где тропопауза повышалась примерно на 34 м в год. Этот подъем вполне согласуется с повсеместной тенденцией повышения уровня тропопаузы на фоне глобального потепления и восстановления озонового слоя.

Список литературы

1. Друзинин В.С., Сикан А.В. Методы статистической обработки гидрометеорологической информации: Учебное пособие. СПб.: Изд-во РГГМУ, 2001. 174 с.
2. Иванова А.Р. Некоторые особенности циркуляции в свободной атмосфере Южного полушария, влияющие на полеты воздушных судов // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2025. № 2 (396). С. 8-27. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2025-2-8-27>
3. Иванова А.Р. Тропопауза: многообразие определений и современные подходы к идентификации // Метеорология и гидрология. 2013. № 12. С. 23-36.
4. Котляков В.М. Антарктида // Большая российская энциклопедия. М.: БРЭ, 2004-2017.
5. Правила аэронавигационного обслуживания. Метеорология (PANS-MET, Doc10157). Международная организация гражданской авиации, 2025.
6. Court A. Tropopause disappearance during Antarctic winter // Bull. Amer. Met. Soc. 1942. Vol. 23. P. 220-238.
7. Hu D., Tian W., Guan Z. et al. Longitudinal asymmetric trends of tropical cold-point tropopause temperature and their link to strengthened walker circulation // J. Climate. 2016. Vol. 29 (21). P. 7755-7771. DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0851.1.
8. Onoz B., Bayazit M. The power of statistical tests for trend detection // Turkish Journal of Engineering & Environmental Sciences. 2003. Vol. 27. P. 247-251.
9. RavindraBabu S., Akhil Raj S. T., Basha G. et al. Recent trends in the UTLS temperature and tropical tropopause parameters over tropical South Indian region // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 2020. Vol.197. P. 105164. DOI: 10.1016/j.jastp.2019.105164.
10. Son S.-W., Polvani L. M., Waugh D. W. et al. The impact of stratospheric ozone recovery on tropopause height trends // J. Climate. 2009. Vol. 22. P. 429-445.
11. Tinney E.N., Homeyer C.R., Elizalde L. et al. A modern approach to a stability-based definition of the tropopause // Monthly Weather Review. 2022. No. 12. P. 3151-3174. DOI: 10.1175/MWR-D-22-0174.1.
12. WMO: Definition of the Tropopause // WMO Bull. 1957. No. 6. 136 p.
13. Yue S., Wang C. The Mann-Kendall test modified by effective sample size to detect trend in serially correlated hydrological series // Water Resources Management. 2004. Vol. 18 (3). P. 201-218. DOI: 0.1023/B:WARM.0000043140.61082.60.
14. Zhu J.H., Zhou L.B., Zou H. et al. Atmospheric structure observed over the Antarctic Plateau and its response to a prominent blocking high event // J. Meteor. Res. 2021. Vol. 35 (6). P. 1091-1103. DOI: 10.1007/s13351-021-1079-x.

References

1. Druzhinin V.S., Sikan A.V. Metody statisticheskoy obrabotki gidrometeorologicheskoy informatsii: Uchebnoe posobie. Saint Petersburg, RGGMU publ., 2001, 174 p. [in Russ.].
2. Ivanova A.R. Some features of the Southern Hemisphere circulation in the free atmosphere affecting aircraft flights. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydro-meteorological Research and Forecasting]*, 2025, vol. 396, no. 2, pp. 8-27. DOI: 10.37162/2618-9631-2025-2-8-27 [in Russ.].

3. Ivanova A.R. The tropopause: Variety of definitions and modern approaches to identification. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2013, vol. 38, no. 12, pp. 808-817. DOI: 10.3103/S1068373913120029.
4. Kotlyakov V.M. Antarktida. *Bol'shaya russiyskaya entsiklopediya [The Great Russian Encyclopedia]*. Moscow, BRE, 2004-2017 [in Russ.].
5. Pravila aeronavigatsionnogo obsluzhivaniya. Meteorologiya (PANS-MET, Doc10157). Mezhdunarodnaya organizatsiya grazhdanskoj aviatsii, 2025 [in Russ.].
6. Court A. Tropopause disappearance during Antarctic winter. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 1942, vol. 23, pp. 220-238.
7. Hu D., Tian W., Guan Z. et al. Longitudinal asymmetric trends of tropical cold-point tropopause temperature and their link to strengthened walker circulation. *J. Climate*, 2016, vol. 29 (21), pp. 7755-7771. DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0851.1.
8. Onoz B., Bayazit M. The power of statistical tests for trend detection. *Turkish Journal of Engineering & Environmental Sciences*, 2003, vol. 27, pp. 247-251.
9. RavindraBabu S., Akhil Raj S. T., Basha G. et al. Recent trends in the UTLS temperature and tropical tropopause parameters over tropical South Indian region. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2020, vol.197, pp. 105164. DOI: 10.1016/j.jastp.2019.105164.
10. Son S.-W., Polvani L. M., Waugh D. W. et al. The impact of stratospheric ozone recovery on tropopause height trends. *J. Climate*, 2009, vol. 22, pp. 429-445.
11. Tinney E.N., Homeyer C.R., Elizalde L. et al. A modern approach to a stability-based definition of the tropopause. *Monthly Weather Review*, 2022, no. 12, pp. 3151-3174. DOI: 10.1175/MWR-D-22-0174.1.
12. WMO: Definition of the Tropopause. *WMO Bull.*, 1957, no. 6, 136 p.
13. Yue S., Wang C. The Mann-Kendall test modified by effective sample size to detect trend in serially correlated hydrological series. *Water Resources Management*, 2004, vol. 18 (3), pp. 201-218. DOI: 0.1023/B:WARM.0000043140.61082.60.
14. Zhu J.H., Zhou L.B., Zou H. et al. Atmospheric structure observed over the Antarctic Plateau and its response to a prominent blocking high event. *J. Meteor. Res.*, 2021, vol. 35 (6), pp. 1091-1103. DOI: 10.1007/s13351-021-1079-x.

Поступила 15.08.2025; одобрена после рецензирования 01.10.2025;
принята в печать 15.10.2025.

Submitted 15.08.2025; approved after reviewing 01.10.2025;
accepted for publication 15.10.2025.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2025-3-49-63>

УДК 551.509.33

Включение параметризации ecRad в модель ПЛАВ и ее влияние на атмосферную циркуляцию на годовом и сезонном масштабах

Р.Ю. Фадеев^{2,1,3}, М.А. Толстых^{1,2,3}, Е.О. Бирючева¹, Г.С. Гойман^{2,1,3}

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

*²Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука
Российской академии наук, г. Москва, Россия;*

*³Московский физико-технический институт,
г. Долгопрудный Московской области, Россия
m.tolstykh@inm.ras.ru*

Представлены результаты замены параметризаций коротковолновой и длинноволновой радиации в глобальной модели атмосферы ПЛАВ на свободнораспространяемую параметризацию ecRad. Эффект от такой замены оценивался на годовом и сезонном масштабах. Показано, что усовершенствованная и настроенная модель точнее воспроизводит среднегодовое и среднесезонное поле осадков, как в интегральных характеристиках, так и в географическом распределении. Уменьшились ошибки воспроизведения среднесезонной атмосферной циркуляции в тропиках вблизи поверхности. Внедрение параметризации радиации ecRad с ecCKD позволило ускорить расчеты сезонных прогнозов модели ПЛАВ на 17 %.

Ключевые слова: модель общей циркуляции атмосферы, радиационные потоки тепла в атмосфере, долгосрочный прогноз погоды

Inclusion of ecRad parameterization in the SL-AV atmosphere model and its effect on atmospheric circulation at annual and seasonal timescales

R.Yu. Fadeev^{2,1,3}, M.A. Tolstykh^{1,2,3}, E.O. Biryucheva¹, G.S. Goyman^{2,1,3}

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

*²Marchuk Institute of Numerical Mathematics
of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia;*

*³Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Moscow region, Russia
m.tolstykh@inm.ras.ru*

The results of replacement of shortwave and longwave radiation parameterizations with freely distributed ecRad parameterization in the SL-AV atmosphere model are presented. The effect of this change is evaluated at seasonal and annual time scale. It is shown that the improved and adjusted model reproduces annual mean and seasonal mean precipitation field more accurately, both in integral characteristics and geographical distribution. The errors in the seasonally averaged tropical atmosphere circulation near the surface are reduced. Implementation of ecRad with ecCKD algorithm allows accelerating computations of SL-AV model seasonal forecasts by 17%.

Keywords: atmosphere general circulation model, radiation heat fluxes in the atmosphere, long-range weather forecast

Введение

Радиационный приток тепла (определяемый переносом, рассеянием и отражением солнечного и теплового излучения с учетом облачности) является важнейшим фактором, влияющим на динамику атмосферы. Ввиду значительной вычислительной сложности описание этих процессов для каждой линии спектра в моделях общей циркуляции атмосферы происходит обычно с помощью упрощенных подходов. В данной статье представлены особенности реализации пакета подпрограмм *esRad* [11] в модели ПЛАВ [3], а также первые результаты исследования отклика модельной циркуляции атмосферы на новый способ описания радиационных притоков тепла с обновленной климатологией аэрозолей на базе реанализа *SAMS* (*Copernicus Atmosphere Monitoring Service*) [14].

Модель ПЛАВ развивается в Гидрометцентре России и Институте вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН. Модель ПЛАВ включает оригинальный блок решения уравнений динамики атмосферы [24] и блок параметризованного описания процессов подсеточного масштаба (кратко – блок параметризаций), в основном заимствованных (более подробно см. [4] и ссылки в этой работе).

Модель ПЛАВ имеет единую программную реализацию, которая применяется в различных конфигурациях для оперативного детерминистского [5] и ансамблевого среднесрочного прогноза, а также для вероятностного субсезонного и сезонного прогнозов аномалий погоды [4]. В системах прогноза на основе ПЛАВ для описания длинноволновой радиации сейчас используется свободно распространяемая параметризация *RRTMG LW* [18], а для коротковолнового излучения – *CLIRAD SW* [8, 22]. Параметризация *RRTMG LW* включает несколько вариантов для описания перекрытия облаков по вертикали: максимальное, максимально-случайное, экспоненциальное максимально-случайное и, наконец, бинарное. В то же время *CLIRAD SW*, помимо бинарного описания облачности, имеет лишь предвычисленное перекрытие облаков (таблицы для различных значений склонения Солнца, локального балла облачности и оптической толщины облака), полученное в предположении максимального перекрытия облаков в пределах каждой из групп облаков (нижнего, среднего и верхнего ярусов) [8]. Таким образом, в оперативных версиях модели ПЛАВ коротко- и длинноволновые компоненты радиационного притока тепла в присутствии облаков рассчитываются несогласованно. Кроме того, имеющиеся в ПЛАВ программные реализации этих параметризаций не позволяют использовать современные наборы данных по оптическим свойствам аэрозолей (в *CLIRAD SW* их всего 3 типа) для расчета их влияния на приток тепла, что ограничивает точность модели ПЛАВ. Замена существующих параметризаций описания радиационного притока тепла в ПЛАВ на свободно распространяемый пакет подпрограмм *esRad* решает проблему рассогласования и создает условия для дальнейшего повышения точности прогнозов путем учета влияния аэрозолей на эффективные радиусы капель и кристаллов в облаках в будущих версиях модели.

В численных экспериментах, представленных в данной работе, модель применялась в версии ПЛАВ072L96, предназначенной для долгосрочного прогноза погоды. Горизонтальное разрешение этой модели составляет $0,9^\circ$ по долготе и $0,72^\circ$ по широте, по вертикали используется 96 уровней. Описание ПЛАВ072L96 приводится в [4].

В статье в разделе 1 приводится краткое описание возможностей пакета *esRad* и особенности его подключения к модели ПЛАВ. В разделе 2 обсуждаются постановка численных экспериментов по воспроизведению атмосферной циркуляции на межгодовом масштабе и полученные по ним результаты. В разделе 3 представлены результаты исследования влияния замены радиационного блока в модели ПЛАВ на точность прогноза аномалий погоды на сезонном масштабе.

1. Пакет подпрограмм *esRad* и его внедрение в модель ПЛАВ

Пакет подпрограмм *EsRad* для расчета радиационных притоков тепла в атмосфере разработан под руководством Робина Хогана и Алессандро Боззо для модели численного прогноза погоды IFS Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ЕЦСПП) [11]. Затем в *esRad* был реализован новый алгоритм *esCKD* [12], который продемонстрировал существенную экономию вычислительных ресурсов по сравнению с параметризациями *RRTMG SW* и *LW* при сопоставимой точности. Такой результат был достигнут в *esCKD* за счет внедрения оптимизированного по сравнению с *RRTMG* разделения спектра и улучшенной генерации *k*-распределений. Важное преимущество *esCKD* – возможность гибкой дискретизации спектра с целью балансировки между вычислительной сложностью и точностью расчетов путем задания пользовательских допусков к ошибкам и диапазонов концентрации радиационно-активных газов [12, 25]. Обе параметризации обеспечивают приблизительно одинаковую точность расчетов, однако программный код *esCKD* примерно в два раза быстрее [25]. В настоящее время *esRad* также применяется в модели численного прогноза погоды *ICON* немецкой метеослужбы.

Пакет *esRad* [10] включает необходимые для расчетов по нему данные по оптическим свойствам газов и аэрозолей. Пользователю предоставляется возможность выбора различных моделей газовой оптики (*RRTMG* либо *esCKD*), а также методов решения уравнения переноса излучения в присутствии облачности: метода Монте – Карло с независимыми столбцами (*McICA*) [7], *Tripleclouds*, в которой в ячейке расчетной сетки модели выделяются три части – безоблачная, с оптически тонкой облачностью и с оптически плотной облачностью, или метода учета трехмерных эффектов переноса излучения (*SPARTACUS*). В данной работе использован алгоритм *Tripleclouds* в оптимизированной версии [25], вычислительно быстрый по сравнению с *McICA*. Трехмерными эффектами переноса излучения в рамках данного исследования пренебрегается в силу грубого горизонтального разрешения расчетной сетки ПЛАВ072L96 в средних широтах (около 70 км).

EcRad для расчета вертикального профиля потока коротко- и длинноволновой радиации использует в качестве входных данных вертикальные профили давления, температуры и относительной влажности, характеристики подстилающей поверхности (температура, альbedo, излучательная способность), косинус зенитного угла Солнца, а также данные о водности и ледности облаков.

В данной работе для ecRad мы применяем те же алгоритмы расчета эффективных радиусов и насыщающей влажности, что и для радиационного блока на основе CLIRAD SW и RRTMG LW. Эффективные радиусы капель параметризуются согласно [17], кристаллов согласно [20, 21]. Для CLIRAD и RRTMG оптическая толщина облаков затем рассчитывается с использованием формул, полученных в [16] для капельных облаков и в [9] для кристаллических.

Реализованная в ПЛАВ версия ecRad применяет метод расчета перекрытия облаков на основе параметра перекрытия. Наличие в CLIRAD SW предвычисленных в зависимости от среднестатистических характеристик погоды значений параметра перекрытия облаков объясняет отсутствие в ПЛАВ проверенного алгоритма его расчета. В то же время настройка параметра перекрытия облаков оказалась одним из наиболее сложных этапов адаптации пакета ecRad к модели ПЛАВ.

Параметр перекрытия облаков [10] определяется формулой

$$Ov = \exp\left(-\frac{\Delta z}{L}\right),$$

где Δz – толщина слоя между соседними модельными уровнями по вертикали (м), рассчитанная из уравнения гидростатики; L – масштаб декорреляции (м). Величина Δz принимает значения в широком диапазоне: от приблизительно 700 метров вблизи верхней границы расчетной области до 100 метров около поверхности Земли.

Для вычисления L в ПЛАВ применяется формула [19], в которую входят четыре настраиваемых коэффициента $d1$, $d2$, $d3$ и $d4$:

$$L = d1 + d2 \cdot \exp\left(-\left(\frac{\varphi - d3 \cdot decli}{d4}\right)^2\right).$$

Здесь φ – широта в радианах; $decli$ – склонение Солнца данного дня года; $d1$ – минимальный масштаб декорреляции; $d2$ – максимальная амплитуда изменения этого масштаба; $d3$ – амплитуда изменения масштаба в зависимости от склонения Солнца; $d4$ – масштабирующий множитель.

Настройка коэффициентов $d1$, $d2$, $d3$, $d4$ проводилась в предположении, что в условиях одинаковых входных данных алгоритм расчета потоков длинноволновой радиации RRTMG LW в ecRad и в исходной версии ПЛАВ должен давать одинаковый результат. Таким образом, проверка правильности вычисления параметра перекрытия облаков и связанного с ним масштаба декорреляции проводилась путем подбора значений коэффициентов в формуле для расчета L с целью минимизации

средней разности потоков длинноволновой радиации на поверхности Земли.

В качестве ориентира использовались диапазоны значений параметра перекрытия облаков O_v от 0,7 до 0,85 на верхних уровнях и 0,9–0,95 на нижних уровнях, рассчитанные с использованием двумерного автономного теста, реализованного в дистрибутиве программы *esRad*.

После подбора значений масштаба декорреляции, адаптации входных данных *esRad* достигнуто хорошее соответствие потоков длинноволновой радиации между программными реализациями *esRad* и ПЛАВ на всех модельных уровнях при использовании одного и того же алгоритма *RRTMG LW*: средние отклонения близки к нулю, максимальные в отдельных точках трехмерной модельной сетки – около 12 Вт/м². Для коротковолновой радиации различия остались существенными: среднее отклонение составило величину около 30 Вт, в то время как максимальная разница достигала в отдельных узлах расчетной сетки 200 Вт. Такое отличие в величине потоков обусловлено главным образом наличием существенных различий между используемыми в пакете *esRad* алгоритмами *RRTMG SW* и параметризацией *CLIRAD SW* модели ПЛАВ.

Изначально при настройке параметра перекрытия облаков для сравнения атмосферной циркуляции модели ПЛАВ при использовании двух различных радиационных блоков применялся один и тот же набор данных по климатологии оптической толщины четырех видов аэрозолей [23] для волны длиной 550 нм. Однако этот набор данных сильно устарел и к тому же имеет очень грубое пространственное разрешение 5° по долготе, 4° по широте. В исходной версии модели ПЛАВ применяется двумерный набор данных *MACv2* [15], содержащий более полную информацию по оптическим свойствам аэрозолей (оптическая толщина, параметры рассеяния и асимметрии) для различных длин волн на регулярной широтно-долготной сетке с шагом 1°. Поскольку алгоритмы *CLIRAD SW* и *RRTMG LW* оперируют отличающимися от имеющихся в *MACv2* диапазонами длин волн, а оптические свойства аэрозолей в них должны иметь высотную зависимость, в ПЛАВ реализован специализированный набор методов, к задачам которых относится подготовка данных *MACv2* для последующего использования в блоках расчета радиационных потоков. Сравнение результатов ПЛАВ с климатологией *MacV2* и [23] было выполнено ранее в работе [6].

Вместе с обновлением алгоритмов расчета радиационных потоков был заменен способ учета наличия аэрозолей в атмосфере. Для этого в ПЛАВ была реализована возможность использования данных реанализа *CAMS* [14], содержащего трехмерную (25 уровней по вертикали) информацию об удельной концентрации аэрозолей разных видов на сетке с горизонтальным разрешением 0,75°. Расчет оптических свойств аэрозолей в таком случае осуществлялся с учетом актуальных метеопараметров атмосферы (температура, влажность и давление). Использование в радиационных

блоках информации об удельной концентрации аэрозолей вместо агрегированных оптических характеристик, помимо повышения точности описания аэрозольно-радиационных связей, имеет еще одно важное преимущество. Таким образом открывается возможность явного воспроизведения в модели динамики аэрозолей при условии правильного задания их источников и стоков.

В дальнейшей части статьи сравнивается радиационный блок на основе CLIRAD SW и RRTMG LW с климатологией аэрозолей MACv2 и блок esRAD с алгоритмом esCKD и климатологией аэрозолей CAMS. Результаты расчетов на основе ПЛАВ показывают, что разница в оценках прогнозов между радиационными блоками в несколько раз больше, чем разница в оценках прогнозов одного и того же радиационного алгоритма, но при различной климатологии аэрозолей.

Существенным достоинством радиационного блока esRad с esCKD является его вычислительная эффективность по сравнению с алгоритмами CLIRAD SW и RRTMG LW. В версии для долгосрочного прогноза погоды ПЛАВ072L96, где расчетная сетка включает $400 \times 251 \times 96$ узлов, ускорение вычислений при переходе на esRad и esCKD составило примерно 17 %: время расчета одного участника ансамбля прогноза с заблаговременностью четыре месяца уменьшилось с 81 до 67 минут. В версии для среднесрочного детерминистского прогноза по модели ПЛАВ10 ускорение расчетов менее заметно и составляет величину около 8 %: 13 минут расчета прогноза на 24 часа вместо 14. Отметим, что шаг сетки по долготе в ПЛАВ10 составляет $0,1^\circ$, по широте применяется переменное разрешение в диапазоне шагов сетки от $0,08^\circ$ до $0,13^\circ$, по вертикали используется 104 уровня (расчетная сетка содержит $3600 \times 1946 \times 104$ узлов). В версии ПЛАВ20 (шаг сетки $0,225^\circ$ по долготе, $0,16-0,24^\circ$ по широте, 51 уровень по вертикали) для среднесрочного ансамблевого прогноза ускорение составило величину около 15 %.

2. Численные эксперименты по настройке модельного «климата»

Любое значимое изменение методологии описания физических процессов в атмосфере приводит, как правило, к изменению климата модели – значений метеорологических характеристик в свободной атмосфере и на поверхности, осредненных за достаточно большой промежуток времени. В качестве меры ошибки осредненного климата модели в работе используется интегральное среднеквадратическое отклонение исследуемого поля от реанализа ERA5, осредненного за тот же период. Эксперименты проводились с моделью ПЛАВ072L96 [4], которая интегрировалась на 5 лет с начальных условий реанализа ERA5 [13] за 30 октября 1995 года. В качестве граничных условий задавались в том числе температура поверхности океана и концентрация морского льда по данным реанализа ERA5.

Внедрение схемы расчета радиационных потоков тепла на основе *ecRad* с *ecCKD* вместе с переходом на климатологию аэрозолей *CAMS* сначала привело к существенной деградации качества описания динамики верхней и средней тропосферы: точность воспроизведения осредненного поля геопотенциала и температуры на поверхности 500 гПа ухудшилась на 20 и 27 % соответственно. На уровне 250 гПа ухудшение стало еще заметнее: 35 и 53 %. Вместе с тем точность описания других метеорологических характеристик моделью ПЛАВ072L96 в той же конфигурации улучшилось. Это коснулось качества описания потоков скрытого и явного тепла на поверхности (точность увеличилась более чем на 10 %), зонального компонента скорости ветра на поверхностях 500 и 850 гПа (изменение около 10 %), а также среднего по глобусу балла облаков верхнего яруса (изменение свыше 15 %).

В результате перенастройки модели удалось добиться уменьшения ошибок воспроизведения большинства осредненных характеристик атмосферы. Наибольшие улучшения можно отметить в описании балла облачности (свыше 30 %), потока скрытого тепла на поверхности (более 18 %) и осадков (также около 18 %). Сводная информация об изменении ошибок описания осредненного климата моделью ПЛАВ072L96 приводится в таблице, где строки соответствуют прогностическим величинам, а колонки – конфигурациям расчетной модели. Значения в ячейках таблицы соответствуют изменению в процентах интегральной ошибки воспроизведения метеорологической величины по сравнению с исходной версией модели *ec06a* с описанием радиационных потоков на основе *CLIRAD SW* и *RRTMG-LW* и климатологией аэрозолей *MACv2*. Все другие версии модели соответствуют конфигурации ПЛАВ072L96 с описанием радиационных потоков на основе пакета *ecRad* с использованием параметризации *ecCKD* и климатологией аэрозолей *CAMS*. Значения настраиваемых параметров в версиях *ec06a* и *ec06b* идентичны. В остальных версиях внесены следующие изменения:

- *ec06h* – изменено значение констант, участвующих в процедуре расчета фазовых переходов и влияющих на величину сконденсированной влаги в крупномасштабной облачности, с целью изменения процентного соотношения жидкой и твердой фаз в верхних слоях атмосферы. В таблице можно видеть, что данное изменение привело к существенному улучшению описания моделью облачности;

- *ec07a* – перенастроены коэффициенты в методе параметризованного описания турбулентности в пограничном слое атмосферы, уменьшено влияние осадков на перемешивание в свободной атмосфере и, в частности, вблизи поверхности Земли;

- *ec07n* – модифицированы значения коэффициентов в параметризации облачности с целью повышения точности описания облачности и облаков верхнего яруса в частности;

- *ec07u* – дополнительно уточнены значения коэффициентов в расчете турбулентных потоков в атмосфере.

Таблица. Изменение точности (%) воспроизведения атмосферной циркуляции моделью ПЛАВ в различных версиях по сравнению с исходной версией ec06a

Table. Changes in accuracy of SLAV model atmosphere circulation simulation in different versions with respect to original ec06a version

	Уровень	Идентификатор эксперимента				
		ec06b	ec06h	ec07a	ec07n	ec07y
Поток явного тепла	Поверхность	-2,7	-3,5	-5,4	-4,2	-7,2
Поток скрытого тепла	Поверхность	-10	-12	-15	-16	-19
Поток теплового излучения	Поверхность	-10	-6,8	-8,3	-8	-11
Поток солнечного излучения	Поверхность	1,1	-1,6	-1,7	-0,1	-0,1
Меридиональный компонент скорости ветра	10 м	-2,5	-1,8	-2,9	-1,5	-3,7
Зональный компонент скорости ветра	10 м	-8,1	-7,1	-6,3	-7,4	-11
Балл облачности верхнего яруса	-	-15	-20	-20	-17	-16
Балл облачности нижнего яруса	-	-1	-4	-4,3	-4,9	-5,2
Балл облачности	-	-16	-28	-29	-29	-30
Температура	250 гПа	53	49	34	17	-6,7
	500 гПа	28	27	18	8,9	-5,2
	850 гПа	9,4	5,6	3,7	5,8	7
Меридиональный компонент скорости ветра	250 гПа	-6,2	-4,6	-8,5	-7,6	-9,3
	500 гПа	-4,6	-1,3	-7,8	-3,7	-5,9
	850 гПа	-6,6	-5,4	-7,2	-6,5	-8,9
Зональный компонент скорости ветра	250 гПа	-7,6	-9,4	-5,3	-7,2	-9,8
	500 гПа	-11	-12	-8	-8,7	-13
	850 гПа	-11	-9,6	-8,1	-9,3	-13
Высота геопотенциальной поверхности	250 гПа	35	33	24	14	-2
	500 гПа	20	17	12	7,7	0,2
	850 гПа	-1,8	-4,2	-4,5	-5,2	-5,5
Давление на уровне моря	-	-2,6	-3,4	-5,7	-5,1	-7,2
Осадки	Поверхность	-9,8	-9,2	-14	-15	-19

На рис. 1а и 1б иллюстрируется осредненное за 60 месяцев поле осадков (мм/сут) на поверхности Земли по результатам расчетов по модели ПЛАВ072L96 в версиях ec06a и ec07y. На рис. 1в приводится осредненное за тот же период времени поле осадков по данным реанализа ERA5, на рис. 1г – отклонение осредненного поля осадков в модели ПЛАВ072L96 в версии ec07y от реанализа ERA5.

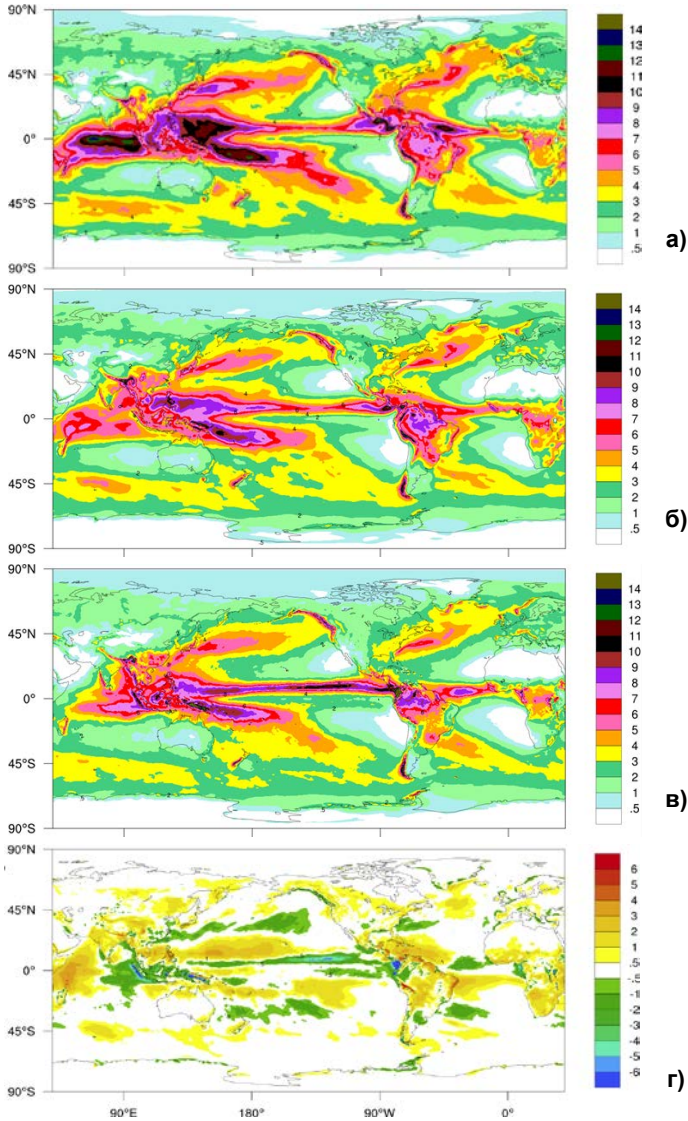


Рис. 1. Осредненное с 30.10.1995 по 30.10.2000 поле осадков (мм/сут) в конфигурациях ПЛАВ ec06a (а) и ec07y (б), реанализе (в); отклонение осредненного за тот же период поля осадков в конфигурации ec07y ПЛАВ от реанализа (г).

Fig. 1. Precipitation field [mm/day] averaged over 30.10.1995 - 30.10.2000 in SLAV configurations ec06a (a) and ec07y (б); in ERA5 reanalysis (в); difference of ec07y SLAV configuration from reanalysis (г).

Можно видеть, что внедрение новых подходов к расчету радиационных потоков в атмосфере и новой климатологии аэрозольей вместе с перенастройкой модели позволило заметно уменьшить общее количество среднегодовых осадков с 3,55 до 3,12 мм/сут, улучшив таким образом

согласие с реанализом и результатами эксперимента TRMM, по данным которого интегрально по глобусу в среднем за год выпадает около 2,97 мм/сут осадков. Для версии модели с блоком esRad характерен перегрев верхних слоев атмосферы. Однако среднеквадратическая ошибка воспроизведения среднегодового поля температуры на уровнях 500 и 250 гПа уменьшена с $1,39^\circ$ до $1,15^\circ$ и с $1,97^\circ$ до $1,65^\circ$ соответственно (сравниваются конфигурации ПЛАВ072L96 в версиях es06a и es07y).

Интегральные среднегодовые потоки тепла на поверхности в версии es07y по сравнению с es06a стали лучше соответствовать значениям, рекомендованным Межправительственной группой экспертов по изменениям климата: поток солнечного излучения уменьшился с 170,1 до 163,3 Вт/м² (рекомендованный диапазон значений: 154–166, среднее значение: 161 Вт/м²); поток теплового излучения изменился с $-57,6$ на $-55,9$ Вт/м² (рекомендованное среднее значение -56 Вт/м²); поток явного тепла уменьшился с $-17,8$ до $-16,9$ Вт/м² (рекомендованный диапазон 15–25 Вт/м²); среднегодовой интегральный поток скрытого тепла уменьшился с $-96,8$ до $-85,8$ Вт/м² (рекомендованный диапазон: 70–85 Вт/м²). Таким образом, усовершенствованную версию модели удалось точнее настроить в части ее осредненных за пять лет характеристик циркуляции атмосферы и в приповерхностном слое в частности. Ухудшение общего баланса тепла на поверхности является предметом для дальнейшего совершенствования и настройки модели.

3. Воспроизведение циркуляции на сезонных масштабах

Модель ПЛАВ072L96, настроенная на воспроизведение среднегодовой атмосферной циркуляции, была проверена на серии сезонных прогнозов (расчет на 123 суток) по начальным данным реанализа ERA5 за 30 января, 30 апреля, 30 июля и 30 октября за период с 1991 по 2015 год, сроки 00, 06 12 и 18 ч ВСВ. Эволюция температуры поверхности океана и концентрации морского льда описывалась простой моделью, так же как и в оперативной технологии модели ПЛАВ – в начальный момент прогноза эти поля задались из реанализа, с постепенной релаксацией к климатическим значениям для каждого дня [4]. Также при расчете прогнозов использовалось стохастическое возмущение трех параметров в параметризациях [1]. Каждый прогноз рассчитывался с одних и тех же начальных данных три раза, таким образом размер прогностического ансамбля составлял 12 членов.

Успешность прогнозов оценивалась по наставлению ВМО [2] на сетке с разрешением 1.5° по долготе и широте отдельно по территории внетропической части Северного полушария ($20\text{--}90^\circ$ с. ш.), тропики (20° ю. ш. – 20° с. ш.), внетропической части Южного полушария ($20\text{--}90^\circ$ ю. ш.). Оценивались прогнозы давления на уровне моря (MSLP), высоты поверхности 500 гПа (H500), температуры на поверхности 850 гПа (T850), приземной температуры (T2M) и осадков (PREC). Рассматривались средние ошибок прогнозов, стартовавших с начальных данных за все даты начальных данных.

Рассчитывалась среднеквадратическая ошибка RMSE, площадь под кривой ROC, по градам выше ROCAa и ниже ROCAb нормы для среднего со второго по четвертый месяц. Оценки ROCA для градации около нормы у сравниваемых вариантов достаточно близки для всех оцениваемых метеорологических величин. Также рассчитывались коэффициенты корреляции полей.

На рис. 2 приведены среднеквадратические ошибки указанных выше величин для различных регионов. Среднеквадратические ошибки для приземных характеристик и температуры поверхности 850 гПа в тропиках меньше у варианта модели ПЛАВ с описанием радиации с помощью ecRad.

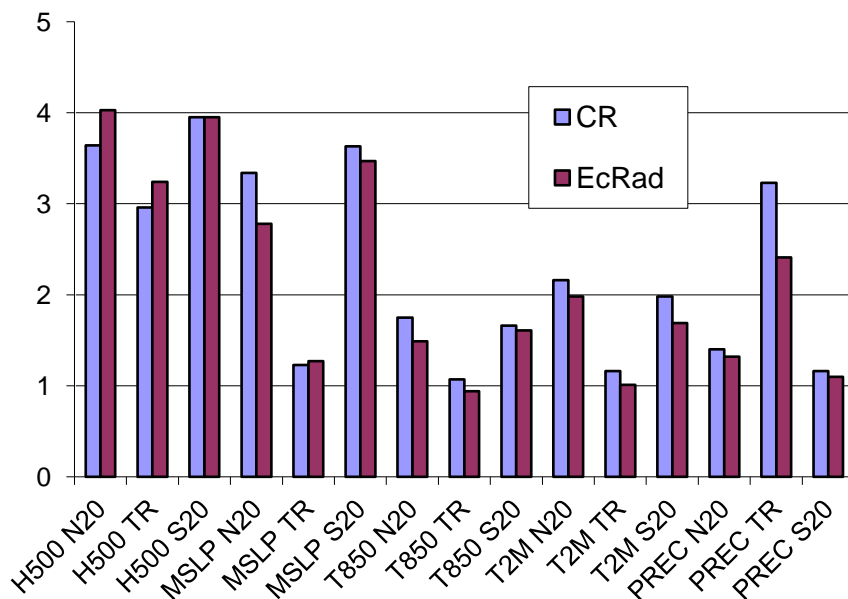


Рис. 2. Сравнение исторических прогнозов модели ПЛАВ072L96 с радиационными блоками CLIRAD SW и RRTMG LW (CR) и блоком ecRad (ecRad). Среднеквадратические ошибки полей высоты поверхности 500 гПа (H500), давления на уровне моря (MSLP), температуры на поверхности 850 гПа (T850), температуры на уровне 2м (T2м), осадков (PREC) по отношению к полям реанализа ERA5, осредненные по историческим прогнозам за 25 лет. S20 – внетропическая часть Южного полушария, TR – тропики, N20 – внетропическая часть Северного полушария. Единицы: H500 – дам, давление на уровне моря – гПа, T850 и T2м – градусы, осадки – мм/сут.

Fig. 2. Comparison of historical forecasts for different meteorological parameters with radiation codes CLIRAD SW and RRTMG LW (CR) and ecRad (ecRad). Root mean squared error for isobaric 500 hPa surface height (H500), mean sea-level pressure (MSLP), temperature at 850 hPa (T850), 2-meter temperature (T2m), precipitation (Prec) with respect to ERA5 reanalysis fields, averaged over 25-years historical forecasts. Units are dam for H500, degrees for T850 and T2m, mm/day for precipitation. Here N means extratropical of Northern hemisphere, TR means tropics, and S means extratropical part of Southern Hemisphere.

Такой же результат получен для давления на уровне моря во внетропической части Северного полушария. Коэффициенты полной корреляции для тех же величин не продемонстрировали существенных различий при использовании различных параметризаций радиации, за исключением коэффициента корреляции поля осадков в тропиках (увеличение с 0,69 до 0,75), температуры на поверхности 850 гПа в тропиках (увеличение с 0,888 до 0,912), давления на уровне моря в тропиках (с 0,903 до 0,933) и во внетропической части Северного полушария (с 0,853 до 0,878). Площади под кривой ROC для аномалий выше и ниже нормы значимо не изменились.

На основе полученных результатов можно отметить преимущество модели ПЛАВ с радиационным блоком esRad в воспроизведении тропической циркуляции на сезонном масштабе для всех рассматриваемых переменных, кроме высоты поверхности 500 гПа. Также заметно повышение точности воспроизведения осадков во всех регионах.

Заключение

В работе представлены результаты включения параметризации радиационных притоков тепла esRad в модель атмосферы ПЛАВ, оцененные с помощью численных экспериментов на среднегодовом и сезонном временном масштабе. Применение пакета esRad вместе с переходом на климатологию аэрозолей на базе реанализа CAMS заметно повысило точность воспроизведения среднегодового и среднесезонного поля осадков, как в интегральных характеристиках, так и в географическом распределении. Также точнее стала воспроизводиться среднесезонная атмосферная циркуляция в тропиках вблизи поверхности.

Внедрение пакета esRad позволяет экономить от 8 до 17 % вычислительных ресурсов в зависимости от конфигурации модели ПЛАВ. Наибольшее ускорение достигается в модели ПЛАВ072L96, предназначенной для долгосрочного прогноза аномалий погоды.

В дальнейшем планируется настроить версии модели, предназначенные для детерминистского и ансамблевого среднесрочного прогноза. Запланированы исследования по влиянию климатологии аэрозолей, в частности, различных способов задания их начальных условий, влиянию аэрозолей на процессы конденсации в облаках.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда №25-17-00314, <https://rscf.ru/project/25-17-00314>.

Список литературы

1. Алипова К.А., Толстых М.А., Фадеев Р.Ю. Применение стохастических возмущений параметров в версии модели ПЛАВ для долгосрочных прогнозов // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2024. № 1 (391). С. 6-23. <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2024-1-6-23>.

2. Наставление по Комплексной системе обработки и прогнозирования ВМО. Дополнение IV к Техническому регламенту ВМО // ВМО-№ 485. Женева: ВМО, 2023. ISBN 978-92-63-40485-5.

3. Толстых М.А., Желен Ж.Ф., Володин Е.М., Богословский Н.Н., Вильфанд Р.М., Киктев Д.Б., Красюк Т.В., Кострыкин С.В., Мизяк В.Г., Фадеев Р.Ю., Шашкин В.В., Шляева А.В., Эзау И.Н., Юрова А.Ю. Разработка многомасштабной версии глобальной модели атмосферы ПЛАВ // Метеорология и гидрология. 2015. № 6. С. 25-35.

4. 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 ПЛАВ072L96 // Метеорология и гидрология. 2024. № 7. С. 25-39.

5. Толстых М.А., Фадеев Р.Ю., Шашкин В.В., Гойман Г.С., Зарипов Р.Б., Мизяк В.Г., Рогутев В.С., Алипова К.А., Бирючева Е.О. Глобальная модель ПЛАВ10 для среднесрочного прогноза погоды // Метеорология и гидрология. 2025. № 6. С. 56-66.

6. Фадеев Р. Ю., Толстых М. А., Володин Е. М. Климатическая версия модели атмосферы ПЛАВ: разработка и первые результаты // Метеорология и гидрология. 2019. № 1. С. 22-34.

7. Barker H., Cole J., Morcrette J.-J., Pincus R., Räisänen P., von Salzen K., Vaillancourt P. The Monte Carlo Independent Column Approximation: An assessment using several global atmospheric models // Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 2008. Vol. 134. P. 1463-1478. <https://doi.org/10.1002/qj.303>.

8. Chou M.-D., Suarez M.J. A solar radiation parameterization (CLIRAD-SW) for atmospheric studies // NASA Tech. Memo-1999-104606. 2013. Vol. 15. NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD. 48 p.

9. Fu Q., Yang P., Sun W. B. An accurate parametrization of the infrared radiative properties of cirrus clouds of climate models // J. Climate. 1998. Vol. 11. P. 2223-2237.

10. Hogan R.J., Illingworth A.J. Deriving cloud overlap statistics from radar // Q. J. Roy. Meteor. Soc. 2000. Vol. 126. P. 2903-2909.

11. Hogan R.J., Bozzo A. A flexible and efficient radiation scheme for the ECMWF model // J. Adv. Mod. Earth Sys. 2018. Vol. 10. P. 1990-2008.

12. Hogan R.J., Matricardi M. A Tool for Generating Fast k-Distribution Gas-Optics Models for Weather and Climate Applications // J. Adv. Mod. Earth Sys. 2022. Vol. 14. e2022MS003033. <https://doi.org/10.1029/2022MS003033>.

13. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M., Thépaut J.-N. The ERA5 global reanalysis // Q. J. Roy. Meteor. Soc. 2024. Vol. 150. P. 4014-4048. <https://doi.org/10.1002/qj.4803>.

14. Inness A., Ades M., Agustí-Panareda A., Barré J., Benedictow A., Blechschmidt A.-M., Dominguez J. J., Engelen R., Eskes H., Flemming J., Huijnen V., Jones L., Kipling Z., Massart, S., Parrington M., Peuch V.-H., Razinger M., Remy S., Schulz M., Suttie M. The CAMS reanalysis of atmospheric composition // Atmos. Chem. Phys. 2019. Vol. 19. P. 3515-3556. <https://doi.org/10.5194/acp-19-3515-2019>.

15. Kinne S. The MACv2 aerosol climatology // Tellus B: Chemical and Physical Meteorology. 2019. Vol. 71. P. 1-21. DOI: 10.1080/16000889.2019.1623639.

16. Lindner T.H., Li J. Parameterization of the optical properties for water clouds in the infrared // J. Climate. 2000. Vol. 13. P. 1797-1805.

17. Martin G. M., Johnson D.W., Spice A. The measurement and parameterization of effective radius of droplets in warm stratocumulus // J. Atmos. Sci. 1994. Vol. 51. P. 1823-1842.

18. Mlawer E.J., Taubman S.J., Brown P.D., Iacono M.J., Clough S.A. RRTM, a validated correlated-k model for the longwave // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. P. 16, 663-16, 682.

19. Oreopoulos L., Lee D., Sud Y.C., Suarez M.J. Radiative impacts of cloud heterogeneity and overlap in an atmospheric General Circulation Model // Atmos. Chem. Phys. 2012. Vol. 12. P. 9097-9111. <https://doi.org/10.5194/acp-12-9097-2012>.

20. Sun Z., Rikus L. Parameterization of effective sizes of cirrus-cloud particles and its verification against observations // Q. J. Roy. Meteorol. Soc. 1999. No. 125. P. 3037-3055.

21. Sun Z. Reply to comments by G.M.McFarquhar on «Parametrization of effective sizes of cirrus-cloud particles and its verification against observations» // Q. J. Roy. Meteorol. Soc. 2001. No. 127. P. 267-271.

22. Tarasova T., Fomin B. The Use of New Parameterizations for Gaseous Absorption in the CLIRAD-SW Solar Radiation Code for Models // J. Atmos. Oceanic Techn. 2007. Vol. 24, no 6. P. 1157-1162.

23. Tegen I., Hoorig P., Chin M., Fung I., Jacob D., Penner J. Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: Estimates from model results // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. P.23895-23915.

24. Tolstykh M., Shashkin V., Fadeev R., Goyman G. Vorticity-divergence semi-Lagrangian global atmospheric model SL-AV20: dynamical core // Geosci. Model Dev. 2017. Vol. 10. P. 1961-1983.

25. Ukkonen P., Hogan R.J. Twelve Times Faster yet Accurate: A New State-Of-The-Art in Radiation Schemes via Performance and Spectral Optimization // J. Adv. Mod. Earth Sys. 2023. Vol. 16. e23MS003932. <https://doi.org/10.1029/2023MS003932>

References

1. Alipova K.A., Tolstikh M.A., Fadeev R. Yu., Primenenie stokhasticheskikh vozmuschenii parametrov v versii modeli PLAV dlia dolgosrochnikh prognozov [Application of stochastic parameter perturbations in SL-AV model version for long-range forecasting]. *Gidrometeorologicheskie issledovania i prognozi [Hydrometeorological research and forecasting]*, 2024, no. 1 (391), pp. 6-23 [in Russ.].

2. WMO-No. 485. Manual on the WMO Integrated Processing and Prediction System. Geneva, *World Meteorological Organization (WMO)*, 2023. ISBN 978-92-63-40485-4. Available at <https://library.wmo.int/idurl/4/35703>.

3. Tolstykh M.A., Geleyn J.-F., Volodin E.M., Bogoslovskii N.N., Vilfand R.M., Kiktev D.B., Krasjuk T.V., Kostykin S.V., Mityak V.G., Fadeev R. Yu., Shashkin V.V., Shlyayeva A.V., Ezau I.N., Yurova A.Yu. Development of the Multiscale Version of the SL-AV Global Atmosphere Model. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2015, vol. 40, no. 6, pp. 374-382 [in Russ.].

4. Tolstykh M.A., Fadeev R.Y., Shashkin V.V., Zaripov R.B., Travova S.V., Goyman G.S., Alipova K.A., Mityak V.G., Tischenko V.A., Kruglova E.N. The SLAV072L96 Model for Long-range Meteorological Forecasts. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2024, vol. 49, no. 7, pp. 576-586 [in Russ.].

5. Tolstykh M.A., Fadeev R.Yu., Shashkin V.V., Goyman G.S., Zaripov R.B., Mityak V.G., Rogutov V.S., Alipova K.A., Biryucheva E.O. Global SLAV10 model for medium-range weather prediction. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2025, vol. 50, no. 6, pp. 473-481 [in Russ.].

6. Fadeev R.Yu., Tolstykh M.A., Volodin E.M. Climate Version of the SL-AV Atmosphere Model: Development and First Results. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2019, vol. 44, no. 1, pp. 13-22 [in Russ.].

7. Barker H., Cole J., Morcrette J.-J., Pincus R., Räisänen P., von Salzen K., Vaillancourt P. The Monte Carlo Independent Column Approximation: An assessment using several global atmospheric models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2008, vol. 134, pp. 1463-1478. <https://doi.org/10.1002/qj.303>.

8. Chou M.-D., Suarez M. J. A solar radiation parameterization (CLIRAD-SW) for atmospheric studies – 1999. *NASA Tech. Memo-1999-104606*, 2013, vol. 15, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, 48 p.

9. Fu Q., Yang P., Sun W. B. An accurate parametrization of the infrared radiative properties of cirrus clouds of climate models. *J. Climate*, 1998, vol. 11, pp. 2223-2237.

10. Hogan R.J., Illingworth A.J. Deriving cloud overlap statistics from radar. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 2000, vol. 126, pp. 2903-2909.

11. Hogan R.J., Bozzo A. A flexible and efficient radiation scheme for the ECMWF model. *J. Adv. Mod. Earth Sys.*, 2018, vol. 10, pp. 1990-2008.

12. Hogan R.J., Matricardi M. A Tool for Generating Fast k-Distribution Gas-Optics Models for Weather and Climate Applications. *J. Adv. Mod. Earth Sys.*, 2022, vol. 14, e2022MS003033. <https://doi.org/10.1029/2022MS003033>

13. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S., Horányi A., Muñoz Sabater J., Nicolas J., Peubey C., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Abdalla S., Abellan X., Balsamo G., Bechtold P., Biavati G., Bidlot J., Bonavita M., Thépaut J.-N. The ERA5 global reanalysis. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 2024, vol. 150, pp. 4014-4048. <https://doi.org/10.1002/qj.4803>.

14. Inness A., Ades M., Agustí-Panareda A., Barré J., Benedictow A., Blechschmidt A.-M., Dominguez J. J., Engelen R., Eskes H., Flemming J., Huijnen V., Jones L., Kipling Z., Massart, S., Parrington M., Peuch V.-H., Razinger M., Remy S., Schulz M., Suttie M. The CAMS reanalysis of atmospheric composition. *Atmos. Chem. Phys.*, 2019, vol. 19, pp. 3515-3556. <https://doi.org/10.5194/acp-19-3515-2019>.

15. Kinne S. The MACv2 aerosol climatology. *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology*, 2019, vol. 71, pp. 1-21. DOI: 10.1080/16000889.2019.1623639.

16. Lindner T.H., Li J. Parameterization of the optical properties for water clouds in the infrared. *J. Climate*, 2000, vol. 13, pp. 1797-1805.

17. Martin G. M., Johnson D.W., Spice A. The measurement and parameterization of effective radius of droplets in warm stratocumulus. *J. Atmos. Sci.*, 1994, vol. 51, pp. 1823-1842.

18. Mlawer E.J., Taubman S.J., Brown P.D., Iacono M.J., Clough S.A. RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.*, 1997, vol. 102, pp. 16, 663-16, 682.

19. Oreopoulos L., Lee D., Sud Y. C., Suarez M. J. Radiative impacts of cloud heterogeneity and overlap in an atmospheric General Circulation Model. *Atmos. Chem. Phys.*, 2012, vol. 12, pp. 9097-9111. <https://doi.org/10.5194/acp-12-9097-2012>.

20. Sun Z., Rikus L. Parametrization of effective sizes of cirrus-cloud particles and its verification against observations. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 1999, no. 125, pp. 3037-3055.

21. Sun Z. Reply to comments by G.M.McFarquhar on «Parameterization of effective sizes of cirrus-cloud particles and its verification against observations». *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 2001, no. 127, pp. 267-271.

22. Tarasova T., Fomin B. The Use of New Parameterizations for Gaseous Absorption in the CLIRAD-SW Solar Radiation Code for Models. *J. Atmos. Oceanic Techn.*, 2007, vol. 24, no 6, pp. 1157-1162.

23. Tegen I., Hoorig P., Chin M., Fung I., Jacob D., Penner J. Contribution of different aerosol species to the global aerosol extinction optical thickness: Estimates from model results. *J. Geophys. Res.*, 1997, vol. 102, pp. 23895-23915.

24. Tolstykh M., Shashkin V., Fadeev R., Goyman G. Vorticity-divergence semi-Lagrangian global atmospheric model SL-AV20: dynamical core. *Geosci. Model Dev.*, 2017, vol. 10, pp. 1961-1983.

25. Ukkonen P., Hogan R.J. Twelve Times Faster yet Accurate: A New State-Of-The-Art in Radiation Schemes via Performance and Spectral Optimization. *J. Adv. Mod. Earth Sys.*, 2023, vol. 16, e23MS003932. <https://doi.org/10.1029/2023MS003932>.

Поступила 05.09.2025; одобрена после рецензирования 01.10.2025;
принята в печать 15.10.2025.

Submitted 05.09.2025; approved after reviewing 01.10.2025;
accepted for publication 15.10.2025.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2025-3-64-76>

УДК 551.509.5

Прогноз экстремально морозной погоды в Красноярске с использованием региональной модели WRF-ARW

А.В. Быков^{1,2}, А.Л. Ветров¹, Н.А. Калинин^{1,2}

¹ Пермский государственный национальный исследовательский университет, г. Пермь, Россия;

² Институт механики сплошных сред УрО РАН, г. Пермь, Россия
vetrov@psu.ru

Изучены причины формирования экстремально морозной погоды с температурой воздуха ниже $-40\text{ }^{\circ}\text{C}$ в Красноярске, оценена точность ее прогноза региональной моделью WRF-ARW для четырех случаев в 2019, 2020 и 2023 гг., которые связаны с формированием мощного антициклона над Западно-Сибирской равниной и адвекцией очень холодного арктического воздуха в передней части высотного гребня, сопровождающегося ясной, безоблачной погодой. Изучены условия формирования городского острова тепла, интенсивность которого меняется от $4,0$ до $8,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, в среднем составила $6,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Области максимальной температуры находятся на обоих берегах Енисея в местах наиболее плотной застройки. В дневные часы городской остров тепла проявляется слабее, чем ночью. Определено, что модель WRF-ARW на вторые сутки прогноза воспроизводит городской остров тепла, однако завышает прогнозируемую температуру воздуха, особенно сильно в дневные сроки. Средняя абсолютная ошибка прогноза температуры воздуха на сроки, близкие к наступлению суточного минимума, составила $2,6$ и $3,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ при прогнозе на 24 и 48 ч соответственно.

Ключевые слова: численный прогноз погоды, мороз, модель WRF-ARW, городской остров тепла, Красноярск

Extreme frost forecasting in Krasnoyarsk using the WRF-ARW regional model

A.V. Bykov^{1,2}, A.L. Vetrov¹, N.A. Kalinin^{1,2}

¹ Perm State University, Perm, Russia;

² Institute of Continuous Media Mechanics,
UB RAS, Perm, Russia
vetrov@psu.ru

The reasons for the occurrence of severe frost in Krasnoyarsk are studied, and the accuracy of its forecasting with the WRF-ARW regional model is assessed. Four episodes of cold weather events in 2019, 2020 and 2023 are analyzed. All the cases are associated with the formation of a strong anticyclone over the West Siberian Plain and advection of very cold Arctic air in front of the high-altitude ridge accompanied by the clear-sky weather. The formation environments of an urban heat island were studied, its intensity was found to vary from 4.0 to $8.0\text{ }^{\circ}\text{C}$, with an average of $6.4\text{ }^{\circ}\text{C}$. The zones of maximum temperature are situated on the both Yenisei banks in the areas of the densest building. During the daytime, the urban heat island effect is less pronounced than at night. The WRF-ARW model was found

to simulate the urban heat island on the second forecast day, although it overestimated predicted air temperatures, especially in the daytime. An absolute error in air temperature predictions for the time moments close to the time of daily minimum temperatures was 2,6 °C and 3,9°C (24 and 48 hours of model time, respectively).

Keywords: numerical prediction of temperature, frost, WRF-ARW model, urban heat island, Krasnoyarsk

Введение

Морозная погода создает неблагоприятные условия для комфортной жизни и здоровья человека, что требует от исследователей разработки надежных способов прогноза минимальной суточной температуры воздуха в холодный период года. Жители сельской местности наименее защищены от воздействия холодной погоды, однако население крупных городов в глубине континентов также ежегодно страдает от влияния сильных морозов [8]. Среди городов в глубине континентов особенно интересен Красноярск с населением более миллиона жителей и довольно суровой зимней погодой. Среднесибирское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды Росгидромета установило для территории юга Красноярского края порог опасного метеорологического явления «сильный мороз» в -45,0 °C. Следует отметить, что с 1977 г. по настоящее время в пригороде Красноярска на станции Опытное поле такой низкой температуры воздуха не фиксировали. Можно с уверенностью сказать, что морозы, достигающие критерия опасного явления в Красноярске, ушли в прошлое. Абсолютный минимум температуры Красноярска -52,8 °C был зафиксирован 8 января 1931 г. и является показателем уже изменившегося регионального климата.

Известно, что отрицательная температура воздуха, даже превышающая официально утвержденный критерий, также наносит вред здоровью человека. Так, в [8] установлено, что при понижении температуры воздуха в Красноярске до -27,3 °C обнаруживается статистически значимый рост смертности населения. В этой же работе отмечено, что периоды морозной погоды с устойчивыми значениями ниже обозначенного порога приводят к росту смертности в возрастной группе старше 65 лет от гипертонической болезни на 54 %, от новообразований на 12 %, а от инсультов на 11 %.

Исследованию климата, в частности термического и ветрового режима Красноярска, посвящен ряд научных работ [7, 8, 11]. Город находится в условиях умеренно-континентального климата с теплым летом и морозной зимой [5]. Особенностью физико-географических условий Красноярска является крупная река Енисей, протекающая среди низкогорий. В зимний период в результате поступления относительно теплой воды из глубоководного Красноярского водохранилища, которое находится выше по течению от города, в нижнем бьефе образуется полынья. В результате нарастания суммы отрицательных температур воздуха в течение зимы длина полыньи сокращается и в середине февраля становится

минимальной. По мере ослабления морозов кромка ледостава начинает удаляться от плотины, а длина полыньи увеличивается. В наиболее суровые зимы минимальная длина полыньи составляет 60 км, тогда как в самые теплые зимы она достигает 300 км [1]. Перепад между температурой воды в Енисее и температурой морозного воздуха способствует испарению и увлажняет воздух в долине реки, в результате чего относительная влажность в прибрежной части города увеличивается, что усиливает суровость погоды.

Модель WRF-ARW широко применяется для моделирования атмосферных условий в городах [13]. Авторы данной работы уже использовали ее для изучения случаев сильной жары в Красноярске [2]. Следует отметить, что по точности синоптический и комплексный численный методы прогноза максимальной суточной температуры воздуха в Красноярске превосходят соответствующие прогнозы, рассчитанные с помощью региональной модели WRF-ARW. Однако модель WRF позволяет прогнозировать мезометеорологические процессы и получать поля метеорологических величин с большей детализацией.

Среди других исследований на территории России можно отметить работу [10], где установлено, что отклонения между модельными и наблюдаемыми полями температуры в московской агломерации зимой 2017 года достигали 5 °С. Московский мегаполис давно и плодотворно исследуется также с помощью региональной модели COSMO-CLM [3, 4, 9, 12].

Цель исследования заключается в изучении синоптических и метеорологических условий развития морозной погоды в Красноярске с оценкой качества прогнозирования такой погоды с помощью модели высокого пространственного разрешения WRF-ARW.

Материалы и методы

В ходе исследования использовались данные с метеорологических станций в Красноярске и его пригороде (табл. 1). Станция Красноярск – городская, находится на улице Дудинской на левом берегу р. Енисей. Загородная авиационная метеорологическая станция Емельяново находится на расстоянии 25 км в небольшом поселке.

В работе использовались данные о температуре сухого термометра, относительной влажности воздуха, скорости и направления ветра, облачности и типе облаков. Источником данных был сайт метеорологической информации [www.gr5.ru]. Синоптические условия оценивались по приземным синоптическим картам и картам барической топографии Гидрометцентра России, доступные на сайте [www.meteoinfo.ru]. Информация о типе облаков и степени покрытия небосвода облаками получена со станции Опытное поле и Минино. Для оценки условий стратификации атмосферы и определения направления и скорости ветра в пограничном слое использовались данные на аэрологической станции Емельяново.

Таблица 1. Информация о расстояниях между станциями, км
Table 1. Information on distances between stations, km

Метеостанция	Индекс ВМО	Роев ручей	Опытное поле	Минино	Емельяново	Красноярск	Высота станции над уровнем моря, м
Роев ручей	29579	0	7	13	25,5	12	270
Опытное поле	29570	7	0	6	18,5	12	276
Минино	29571	13	6	0	13	13,5	235
Емельяново	29572	25,5	18,5	13	0	25	287
Красноярск	29574	12	12	13,5	25	0	186

Прогноз погодных условий выполнен региональной численной моделью атмосферы WRF-ARW версии 4.2.1 [14]. Описание модели представлено в табл. 2. Модель настроена на область расчета с вложенными сетками. Заключительная квадратная сетка с длиной стороны на местности в 400 км покрывает территорию города Красноярск и окрестностей шагом в 1 км.

Таблица 2. Параметры модели WRF для проведения численных экспериментов
Table 2. Parameters of the WRF model for conducting numerical experiments

Характеристика модели	Значение (настройка)
Версия модели	4.2.1
Постобработчик	UPP 2.2
Формат выходных данных	grib
Горизонтальный шаг сетки	9, 3, 1 км
Координаты центра домена	56° с. ш., 92° в. д.
Число узлов сетки	333×333, 400×400 (вложенный), 400×400 (вложенный)
Число вертикальных уровней	60
Рельеф	U.S. Geological Survey (USGS) DEM (30s)
Продолжительность моделирования	51 ч
Временной шаг вывода данных	1 ч
Динамическое ядро	Advanced Research WRF (ARW), non-hydrostatic
Временной шаг интегрирования	адаптивный
Начальные и граничные условия	Оперативный анализ CFSv2/NCEP
Микрофизика облачности	Схема Томпсона
Параметризация пограничного слоя	Yonsei University scheme

Характеристика модели	Значение (настройка)
Параметризация процессов подстилающей поверхности	Модель Noah
Коротковолновая и длинноволновая радиация	Rapid Radiative Transfer Model (RRTM)
Приземный слой	Схема Монины – Обухова
Конвекция	Аракавы – Шуберта KIAPS SAS

Анализ и обсуждение

За последние шесть лет на метеорологической станции Опытное поле в Красноярске зафиксировано четыре случая мороза с температурой воздуха ниже $-40,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (табл. 3).

Таблица 3. Даты случаев морозной погоды на станции Опытное поле (индекс ВМО 29570)

Table 3. Dates of frost events at Opytnoe pole (WMO Index 29570)

№ п/п	Дата	Минимальная температура, $^{\circ}\text{C}$
1	22 января 2023 г.	-41,6
2	4 февраля 2019 г.	-41,3
3	28 декабря 2020 г.	-40,8
4	12 декабря 2023 г.	-40,1

В первом случае с 20 по 22 января 2023 г. Красноярск находился под воздействием мощного антициклона, центр которого медленно смещался с плато Путорано на Среднесибирское плоскогорье. Антициклон был связан с высотным гребнем, который перемещался с Уральских гор в восточном направлении в сторону высотного обширного малоподвижного циклона над Алданским нагорьем (рис. 1). За счет адвекции холода по восточной периферии антициклона в Красноярск поступал очень холодный воздух из Среднесибирского плоскогорья. Влияние антициклона способствовало ясной погоде и дополнительному ночному выхолаживанию воздуха.

Второй случай произошел под влиянием антициклона с центром над Западно-Сибирской равниной. Красноярск 04.02.2019 оказался на пути воздушных потоков со Среднесибирского плоскогорья, а наступающие морозы внесли коррективы в график всероссийских спортивных мероприятий. Точный прогноз предстоящей морозной погоды вынудил организаторов завершить раньше спортивные соревнования тестового мероприятия Зимней универсиады – Чемпионата России по биатлону (IV этап Кубка России).

Третий случай произошел в условиях влияния антициклона, центр которого, смещаясь с севера Западно-Сибирской равнины, 28.12.2020

достиг Красноярска. По восточной периферии антициклона поступал холодный воздух с Среднесибирского плоскогорья. За счет развития нисходящих воздушных течений установилась ясная и морозная погода.

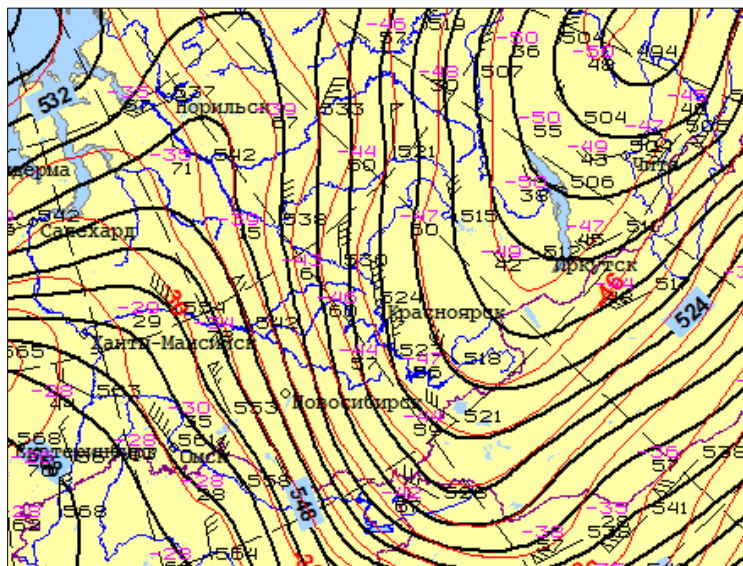


Рис. 1. Карта барической топографии поверхности 500 гПа за 12 ч ВСВ 21 января 2023 г.

Fig. 1. The map of the baric topography of the 500 hPa surface for 12 hours UTC on January 21st, 2023.

Четвертый случай морозной погоды был зафиксирован 12.12.2023 под влиянием обширного антициклона, протянувшегося от Западно-Сибирской равнины до Приморского края. Красноярск находился на восточной периферии барического образования, где воздушные потоки были направлены со Среднесибирского плоскогорья.

Все четыре случая морозной погоды были связаны с мощными обширными антициклонами, когда Красноярск оказался на восточной периферии барического образования с северными воздушными потоками. Во всех случаях при антициклоническом типе погоды большую роль в понижении температуры играло радиационное выхолаживание, обусловленное прояснениями погоды.

Полученные результаты согласуются с исследованием, изложенным в книге «Климат Красноярска» [5]: наибольшая повторяемость (33 %) морозной погоды наблюдается при северо-западных потоках в антициклонах и при вторжении холодных воздушных масс с северо-запада в тылу проходящих циклонов (26 %). При северных и северо-восточных потоках в антициклонах (по их восточной или южной периферии) наблюдается вторжение арктического воздуха с очень низкими температурами. Такие

ультраполярные вторжения бывают не очень часто (13 %), но продолжительность морозной погоды при этом наибольшая (14–20 дней). Еще реже сильные морозы наблюдаются при западных и юго-западных потоках в антициклонах (12 %) и циклонах (11 %). Примерно в 5 % случаев морозная погода устанавливается при малоградиентном барическом поле повышенного давления.

Рассмотрим структуру городского острова тепла в Красноярске. На рис. 2 представлен ход температуры воздуха на трех станциях: в центре города на улице Дудинской, в пригороде на северном склоне возвышенности севернее Енисея (Опытное поле) и на загородной станции в поселке Емельяново в 25 км от центра Красноярска.

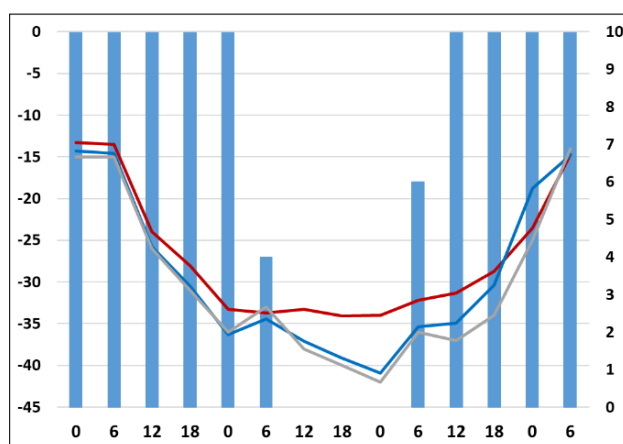


Рис. 2. Температуры воздуха (°C) в центре Красноярска (красный), в Опытном поле (синий) и Емельяново (серый), общий бал облачности (столбцы) 20–23 января 2020 г.

Fig. 2. The daily course of air temperature (°C) in the center of Krasnoyarsk (red), at the Opytnoe pole (blue), and Yemelyanovo (gray), as well as the total cloud cover (bars) for January 20th – 23th, 2020.

Адвекция холода на фоне сплошной облачности 20.01.2023 приводит к резкому понижению температуры на всех станциях Красноярска с -15 до -35 °C. Утром 21 января прояснение небосвода не приводит к прогреву воздуха, температура продолжает понижаться, и быстрее всего охлаждение происходит в сельской местности. К утру 22 января в условиях ясной ночи температура достигает минимума, радиационное воздействие города создает градиент температуры между станциями в 8,0 °C, что является максимальным значением разницы температуры из всех рассмотренных случаев, приведенных в табл. 4.

Сравнивая эти величины с интенсивностью острова тепла в Красноярске в условиях жаркой погоды [2], можно отметить, что они оказались почти равны. Для сравнения также можно привести результаты оценки

интенсивности острова тепла в Санкт-Петербурге, полученные в [6], где в зимний сезон наибольшие значения интенсивности приходятся на февраль: максимальное значение достигало 6,4 °С, а среднее составило 3,0 °С.

Таблица 4. Интенсивность острова тепла для случаев мороза в Красноярске, °С. Срок 0 ч ВСВ

Table 4. The intensity of the heat island for cases of extreme cold weather in Krasnoyarsk, degrees Celsius.

Дата	Интенсивность острова тепла, °С
04.02.2019	6,8
27.12.2020	5,7
28.12.2020	6,7
29.12.2020	7,6
22.01.2023	8,0
11.12.2023	6,0
12.12.2023	4,0
Среднее	6,4

Рассмотрим результаты численного моделирования морозной погоды. Модель WRF-ARW воспроизвела принципиальные особенности метеорологических процессов в Красноярске и его окрестностях. На станции Опытное поле минимальные значения температуры воздуха фиксировались в 7 ч местного времени (0 ч ВСВ) для всех случаев морозной погоды. Этому сроку соответствует 24 ч и 48 ч модельного времени от начала счета в 0 ч ВСВ первых суток прогноза. Результаты оценки качества прогноза представлены в табл. 5.

Таблица 5. Абсолютные ошибки анализа и прогноза температуры воздуха $|\delta t|$

Table 5. Absolute errors in the forecast of air temperature

Метеостанция	$ \delta t , ^\circ\text{C}$		
	0 ч	24 ч	48 ч
Опытное поле	3,8	2,8	2,8
Минино	5,1	2,9	3,3
Емельяново	4,7	3,1	6,4
Красноярск	1,7	1,5	3,2
Средняя	4,9	2,6	3,9

Точность прогноза для городской станции Красноярск наивысшая, для пригорода (Опытное поле, Минино) ошибка больше, в сельской местности (Емельяново) ошибки максимальные. Ранее авторами в работе [2] было

проведено исследование качества прогноза сильной жары в Красноярске этой же моделью WRF-ARW. Сравнивая точность прогноза летних и зимних экстремумов можно сделать вывод, что летние экстремумы прогнозируются несколько лучше и для них средняя абсолютная ошибка прогноза на 33 ч составила 2,6 °С.

Для иллюстрации качества прогноза приведены модельные карты температуры воздуха. На рис. 3 отражены события 04.02.2019. В этот день модель спрогнозировала наиболее низкую температуру воздуха на станции Милино -43,7 °С, а фактическая температура в этот срок на этой станции составила -42,1 °С. Модель хорошо воспроизводит остров тепла на правом и левом берегу Енисея, где в наиболее плотной застройке температура не опускается ниже -39 °С. Инверсионное распределение температуры воздуха с высотой приводит к формированию теплых пятен на горных вершинах, окружающих Красноярск. Модель достоверно воспроизводит присутствие инверсий для всех рассмотренных случаев.

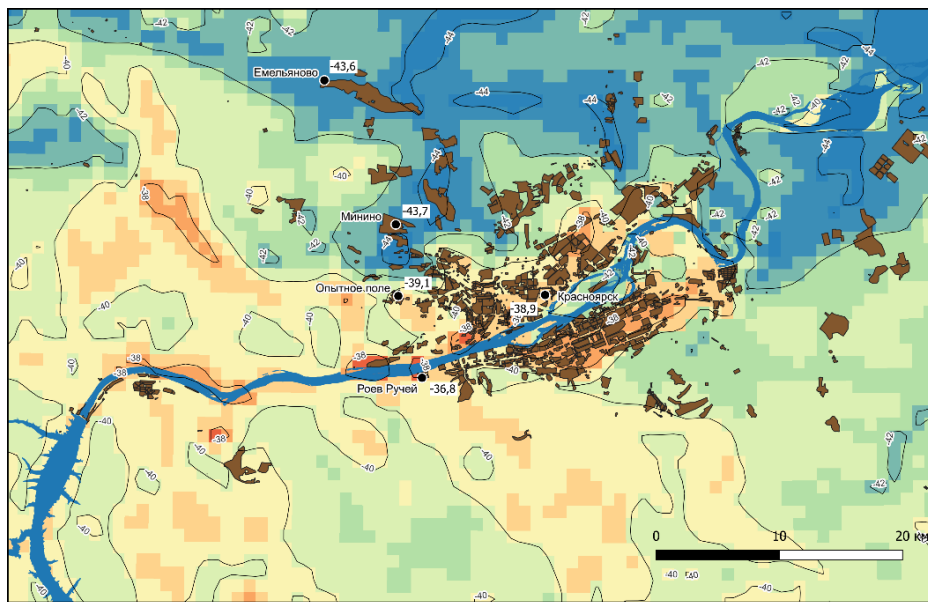


Рис. 3. Температура воздуха у земной поверхности в 0 ч ВСВ 4 февраля 2019 г.

Fig. 3. The air temperature at the Earth's surface at 0 hours UTC on February 4th, 2019.

Рассмотрим случай за 22.01.2023 (рис. 4). В эти сутки минимальная температура среди станций Красноярска была в Емельяново -42,0 °С, модель прогнозирует в этом месте -40,2 °С. В целом по городской застройке можно выделить районы, где прогнозируется температура выше -36 °С. Фактические значения оказались еще выше, в частности, на ул. Дудинской

температура опустилась до $-34,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, однако в целом ночной городской остров тепла в Красноярске моделью WRF-ARW воспроизводится достоверно. Воздействие тепляющего эффекта от полыньи на р. Енисей модель ни в одном из расчетов не воспроизвела. Скорее всего в модель заложено условие наличие зимнего ледостава на реке.

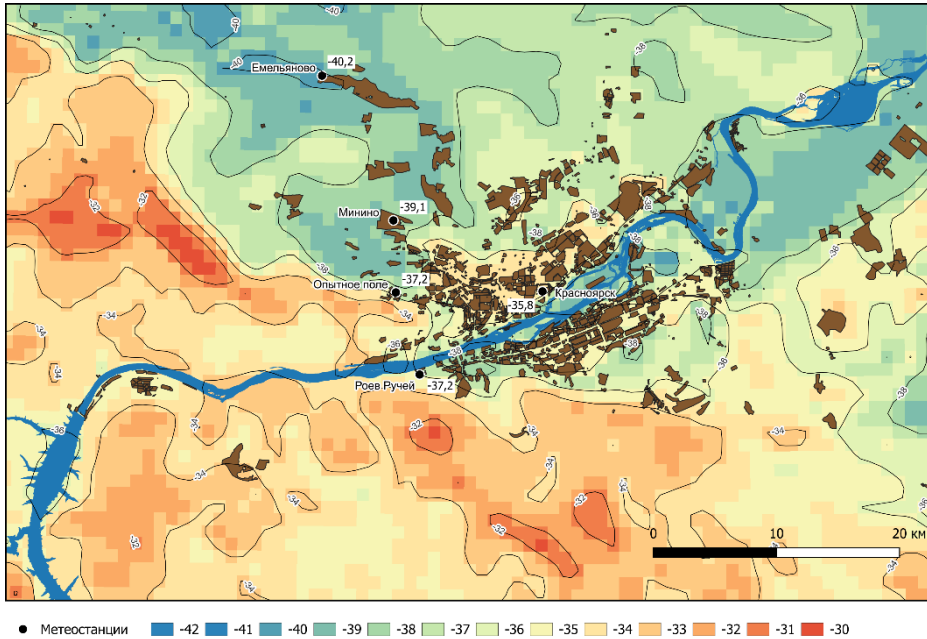


Рис. 4. Температура воздуха у земной поверхности в 0 ч ВСВ 22 января 2023 г.
Fig. 4. The air temperature at the Earth's surface at 0 hours UTC on January 22th, 2023.

В ходе исследования установлено, что модель систематически завышает температуру воздуха. Максимальный сдвиг приходится на дневное время 6 ч ВСВ (13 ч местного времени), а среднее завышение по всем станциям составляет $3,1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Следует отметить, что для двух случаев 27.12.2020 и 11.12.2023 начальные поля модели WRF-ARW имели существенные ошибки, поскольку выходные поля глобальной модели CFSv2 содержали ошибки в поле температур. В ближайшем узле глобального анализа с координатами $56,0^{\circ}$ с. ш., $92,5^{\circ}$ в. д. рассчитанная температура составила $-28,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Фактические температуры в окрестностях этого узла в это же время в Митино опустились до $-40,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, в Опытном поле до $-37,6\text{ }^{\circ}\text{C}$. В результате интерполирования ошибочных значений на сетку региональной модели в начальный срок ошибка на станции Опытное поле составила $9,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, Митино – $11,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, Емельяново – $10,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. 27.12.2020 ошибки имели меньшее абсолютное значение: на станции Опытное поле – $4,1\text{ }^{\circ}\text{C}$, станции Митино – $5,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, станции Емельяново – $7,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. По мере счета региональной

моделью ошибки прогноза в течении первых суток уменьшались, а потом за счет накопления других ошибок и роста неопределённости начинали расти. Использование оперативных данных для начальных граничных условий от других глобальных прогностических систем (GFS или ПЛАВ) возможно улучшило бы качество прогноза минимальной температуры на отмеченные даты. Два других случая показали абсолютную ошибку для начальных полей по всем станциям $0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$. Пользователям численных моделей следует учитывать эту особенность при диагнозе и оценке качества моделей на основе данных CFSv2 CDAS для зимних условий Сибири.

Заключение

Выполнено исследование синоптических и метеорологических условий возникновения морозов в Красноярске. Выявлена типичная синоптическая ситуация для формирования аномально низких значений температуры воздуха: адвекция холодного арктического воздуха в условиях передней части высотного гребня над Западной Сибирью. Все рассмотренные случаи сопровождались ясной безоблачной погодой, что обуславливало дополнительное выхолаживание ночью.

Установлены особенности городского острова тепла в Красноярске. Интенсивность острова тепла меняется от $4,0$ до $8,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Области максимальных температур находятся на обоих берегах Енисея в местах наиболее плотной застройки, в створе островов Молокова и Татышева.

Численная модель атмосферы WRF-ARW достоверно воспроизводит распределение полей температуры в первые 51 ч счета. Средняя абсолютная ошибка прогноза температуры воздуха на вторые сутки не превышает $3,9\text{ }^{\circ}\text{C}$. Причем точность прогноза в городской застройке выше, чем в пригороде, здесь ошибка составляет $3,2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Это можно объяснить тем, что модель в целом завышает прогноз температуры воздуха. За счет эффекта городского острова тепла, прогнозы для центральной части города более точные. Максимальная величина завышения прогностической температуры приходится на дневное время.

Дальнейшее повышение точности прогноза температуры воздуха зимой для Красноярска на основе модели WRF-ARF связано с необходимостью использования глобальных полей объективного анализа с меньшей интерполяционной ошибкой. Возможно, что учет моделью WRF-ARW полыни на Енисее, которая оказывает тепляющее воздействие на распределение температуры в городе, также сможет привести к улучшению точности прогноза температуры воздуха, но этот вопрос требует специального рассмотрения.

Благодарность

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-61-00098.

Список литературы

1. Бураков Д.А., Ковшова Е.П., Ромаско В.Ю. Прогноз элементов ледового режима р. Енисей в осенне-зимний период в нижних бьефах высоконапорных ГЭС // *Метеорология и гидрология*. 2008. № 5. С. 93-102.
2. Быков А.В., Ветров А.Л., Калинин Н.А. Прогноз сильной жары в Красноярске с использованием региональной модели WRF-ARW // *Гидрометеорологические исследования и прогнозы*. 2024. № 2 (392). С. 65-85.
3. Варенцов М.И., Самсонов Т.Е., Кислов А.В., Константинов П.И. Воспроизведение острова тепла Московской агломерации в рамках региональной климатической модели COSMO-CLM // *Вестник МГУ. Серия 5. География*. 2017. № 6. С. 25-37.
4. Кислов А.В., Алексеева Л.И., Варенцов М.И., Константинов П.И. Изменения климата и экстремальные явления погоды в Московской агломерации // *Метеорология и гидрология*. 2020. № 7. С. 64-76.
5. Климат Красноярска. Л.: Гидрометеониздат, 1982. 231 с.
6. Ладохина Е.М., Рубинштейн К.Г., Целев В.Ю. Определение периодов максимальной интенсивности острова тепла в Санкт-Петербурге для валидации модели численных прогнозов погоды в городе // *Гидрометеорологические исследования и прогнозы*. 2020. № 2 (376). С. 109-125.
7. Мешкова В.Д., Дектерев А.А., Литвинцев К.Ю., Филлимонов С.А., Гаврилов А.А. Роль городской застройки в формировании «острова тепла» // *Вычислительные технологии*. 2021. № 26 (5). С. 4-14. DOI: 10.25743/ICT.2021.26.5.002.
8. Ревич Б.А., Шапошников Д.А. Особенности воздействия волн холода и жары на смертность в городах с резко-континентальным климатом // *Сибирское медицинское обозрение*. 2017. № 2. С. 84-90.
9. Самсонов Т.Е., Варенцов М.И. Определение параметров городской среды Московского мегаполиса для детализированного численного прогноза погоды в рамках модели COSMO // *Метеорология и гидрология*. 2020. № 7. С. 112-119.
10. Юшков В.П., Курбатова М.М., Варенцов М.И., Лезина Е.А., Курбатов Г.А., Миллер Е.А., Репина И.А., Артамонов А.Ю., Каллистратова М.А. Моделирование городского острова тепла в период экстремальных морозов в Москве в январе 2017 г. // *Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана*. 2019. Т. 55, № 5. С. 13-31.
11. Mikhailuta S.V., Lezhenin A.A., Pitt A., Taseiko O.V. Urban wind fields: Phenomena in transformation // *Urban Climate*. 2016. Vol. 9. P. 122-140 <http://dx.doi.org/10.1016/j.uclim.2016.12.005>.
12. Varentsov M., Samsonov T., Demuzere M. Impact of urban canopy parameters on a megacity's modelled thermal environment // *Atmosphere*. 2020. Vol. 11, no. 12. P. 1349.
13. Salamanca F., Zhang Y., Barlage M., Chen F., Mahalov A., Miao S. Evaluation of the WRF-urban modeling system coupled to Noah and Noah-MP land surface models over a semiarid urban environment // *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2018. Vol. 123. P. 2387-2408. <https://doi.org/10.1002/2018JD028377>
14. Skamarock W.C., Klemp J.B., Dudhia J., Gill D.O., Liu Z., Berner J., Wang W., Powers J.G., Duda M.G., Barker D., Huang X. A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4.3 (No. NCAR/TN-556+STR). 2021. <https://doi:10.5065/1dfh-6p97>.

References

1. Burakov D.A., Kovshova E.P., Romasko V.Yu. Forecast of the ice regime elements of the Yenisei River in the autumn-winter period in the lower reaches of high-pressure hydroelectric power plants. *Meteorologiya i Gidrologiya [Russ. Meteorol. Hydrol.]*, 2008, no. 5, pp. 93-102 [in Russ.].
2. Bykov A.B., Kalinin N.A., Vetrov A.L. Severe heat forecasting in Krasnoyarsk using the WRF-ARW regional model. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2024, vol. 392, no. 2, pp. 65-85. DOI: 10.37162/2618-9631-2024-2-65-85 [in Russ.].

3. Varentsov M.I., Samsonov T.E., Kislov A.V., Konstantinov P.I. Reproduction of the heat island of the Moscow agglomeration with the COSMO-CLM regional climate model. *Vestnik Moskovskogo universiteta. Seriya 5. Geografiya [Moscow University Bulletin. Series 5. Geography]*, 2017, no. 6, pp. 20-37 [in Russ.].

4. Kislov A.V., Alekseeva L.I., Varentsov M.I., Konstantinov P.I. Climate change and extreme weather events in the Moscow agglomeration. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2020, vol. 45, no. 7, pp. 498-507. DOI: 10.3103/S1068373920070055.

5. *Klimat Krasnoyarska [Climate of Krasnoyarsk]*. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1982, 231 p. [in Russ.].

6. Ladohina E.M., Rubinshtein K.G., Tsepelev V.Y. Identification of periods with maximum heat island intensity in St. Petersburg for the validation of numerical weather forecasts. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2020, no. 2. pp. 109-125. DOI: 10.37162/2618-9631-2020-2-109-125 [in Russ.].

7. Meshkova V.D., Dekterev A.A., Litvintsev K.Y., Filimonov S.A., Gavrilov A.A. The role of urban development in the formation of a heat island. *Vychislitel'nye tekhnologii [Computational Technologies]*, 2021, vol. 26, no 5, pp. 4-14. DOI: 10.25743/ICT.2021.26.5.002 [in Russ.].

8. Revich B.A., Shaposhnikov D.A. Osobennosti vozdeistviya voln kholoda i zhary na smertnost' v gorodakh s rezkokontinental'nym klimatom. *Sibirskoe meditsinskoe obozrenie*. 2017, no. 2, pp. 84-90 [in Russ.].

9. Samsonov T.E., Varentsov M.I. Computation of City-descriptive Parameters for High-resolution Numerical Weather Prediction in Moscow Megacity in the Framework of the COSMO Model. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2020, no. 45, pp. 515-521. DOI: 10.3103/S1068373920070079.

10. Yushkov V.P., Kurbatova M.M., Varentsov M.I., Lezina E.A., Kurbatov G.A., Miller E.A., Repina I.A., Artamonov A.Y., Kallistratova M.A. Modeling of the heat island in the period of extreme frost in Moscow in January 2017. *Izv., Atmos. Oceanic Phys.*, 2019, vol. 55, no. 5, pp. 13-31. DOI: 10.31857/S0002-351555513-31 [in Russ.].

11. Mikhailuta S.V., Lezhenin A.A., Pitt A., Taseiko O.V. Urban wind fields: Phenomena in transformation. *Urban Climate*, 2016, vol. 9, pp. 122-140. DOI: 10.1016/j.uclim.2016.12.005.

12. Varentsov M., Samsonov T., Demuzere M. Impact of urban canopy parameters on a megacity's modelled thermal environment. *Atmosphere*, 2020, vol. 11, no 12, pp. 1349.

13. Salamanca F., Zhang Y., Barlage M., Chen F., Mahalov A., Miao S. Evaluation of the WRF-urban modeling system coupled to Noah and Noah-MP land surface models over a semiarid urban environment. *J. Geophys. Res.: Atmospheres*, 2018, vol. 123, pp. 2387-2408. DOI: 10.1002/2018JD028377.

14. Skamarock W. C., Klemp J. B., Dudhia J., Gill D.O., Liu Z., Berner J., Wang W., Powers J.G., Duda M.G., Barker D., Huang, X. A Description of the Advanced Research WRF Model Version 4.3 (No. NCAR/TN-556+STR). 2021. <https://doi:10.5065/1dfh-6p97>.

Поступила 26.06.2025; одобрена после рецензирования 01.10.2025;
принята в печать 15.10.2025.

Submitted 26.06.2025; approved after reviewing 01.10.2025;
accepted for publication 15.10.2025.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2025-3-77-91>

УДК 551.509.3+004.032.26

Применение измерений напряженности электрического поля атмосферы и методов машинного обучения в прогнозировании суточных сумм осадков в летние месяцы в городе Нальчик

А.М. Беккиев, И.Х. Машуков, В.А. Шаповалов

*Высокогорный геофизический институт,
Кабардино-Балкарская Республика, г. Нальчик, Россия
vet555_83@mail.ru*

Рассматривается актуальная задача краткосрочного прогнозирования суточных атмосферных осадков с использованием метеорологической информации и данных, полученных на основе измерений напряженности электрического поля атмосферы, но без привлечения данных о прошлых значениях осадков. Проведенные исследования показали высокую эффективность применения искусственного интеллекта в решении поставленной задачи, в частности, таких методов машинного обучения, как модели градиентного бустинга, деревья решений, нейронные сети. Данные для исследования за период с 2020 по 2025 год получены с метеостанции Нальчик (Россия, WMO ID 37212) и измерителя напряженности электрического поля EFM-100 установленного на крыше здания ФГБУ «ВГИ».

Ключевые слова: прогноз атмосферных осадков, машинное обучение, градиентный бустинг, деревья решений, нейронные сети, временные ряды, метеорологические данные, спектральный анализ, вейвлет-анализ

Application of atmospheric electric field strength measurements and machine learning methods in predicting daily precipitation in the summer months: A case study for the city of Nalchik

A.M. Bekkiev, I.K. Mashukov, V.A. Shapovalov

*High-Mountain Geophysical Institute,
Kabardino-Balkarian Republic, Nalchik, Russia
vet555_83@mail.ru*

The paper considers a relevant problem of short-term forecasting of daily precipitation using meteorological information and data obtained from measurements of the electric field strength of the atmosphere, but without involving data on past precipitation values. The studies showed high efficiency of applying artificial intelligence in solving the problem, in particular, machine learning methods such as gradient boosting models, decision trees, and neural networks. The data for the study over the period from 2020 to 2025 were obtained from the Nalchik weather station (Russia, WMO ID 37212) and the EFM-100 electric field strength meter installed on the roof of the High-Mountain Geophysical Institute building.

Keywords: precipitation forecast, machine learning, gradient boosting, decision trees, neural networks, time series, meteorological data, spectral analysis, wavelet analysis

Введение

Прогнозирование атмосферных осадков критически важно для различных отраслей экономики, таких как авиация, сельское хозяйство, городская инфраструктура [9], а также для безопасности жизнедеятельности. Можно утверждать, что прогноз осадков является одной из ключевых задач метеорологии, имеющей важное значение для управления водными ресурсами [2, 7], например, при прогнозировании стока горных рек, предупреждении и защите от стихийных бедствий, вызванных гидрологическими опасными явлениями и их последствиями [4, 8]), а также для системы мониторинга и прогнозирования лесных пожаров [10]. Согласно последнему докладу Межправительственной группы экспертов по изменению климата (IPCC), наблюдается увеличение интенсивности и частоты экстремальных осадков, что связано с повышением температуры и увеличением содержания влаги в атмосфере. Это приводит к более частым и интенсивным ливням, наводнениям и другим опасным погодным явлениям, что требует более точной и своевременной информации о возможности их возникновения.

Традиционные методы прогнозирования осадков – это статистические модели и численные модели погоды, основанные на математических моделях атмосферы, радиолокационных и спутниковых данных, они требуют значительных вычислительных ресурсов и сталкиваются с трудностями в точном прогнозировании осадков из-за сложности атмосферных процессов и ограничений в разрешающей способности моделей [11, 18]. Кроме того, недостаточная плотность наблюдательной сети, особенно в развивающихся странах, таких как страны Африки, усугубляет проблему. Современные подходы, использующие методы машинного обучения, позволяют обрабатывать большие объемы данных и выявлять сложные зависимости между метеорологическими параметрами и осадками [15, 19]. Например, глубокие нейронные сети успешно применяются для краткосрочного и среднесрочного прогнозирования, обеспечивая более высокую точность по сравнению с традиционными методами [16]. Модель DGMR от компании DeepMind, при тех же требованиях к данным, что и модель среднесрочного метеорологического прогноза от Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF), превосходит существующие методы в прогнозировании осадков на ближайшие часы.

При этом выполняемые в последнее время исследования демонстрируют широкий спектр методологических подходов – от классических статистических методов и Фурье-анализа до передовых алгоритмов машинного обучения и гибридных моделей, что свидетельствует о неослабевающем спросе на такие прогнозы по различным исходным данным. Так, в [6] показано, что комбинированное применение фрактального анализа и Фурье-преобразования позволяет эффективно выделять периодические компоненты метеорологических рядов для прогнозирования температуры и осадков, что даёт прочную математическую основу для дальнейших исследований. Классические модели временных рядов, такие как ARIMA,

в сочетании с анализом трендов также успешно используются для прогноза осадков, о чем свидетельствует работа [12] по региону Вади-Шуэйб в Иордании.

Среди методов машинного обучения значимое внимание уделяется многослойным нейронным сетям, градиентному бустингу и автоэнкодерам. Например, в [21] продемонстрировано, что нейросетевые модели, обученные на многомасштабных данных, существенно повышают точность прогноза суточных осадков в тропическом климате Шри-Ланки. В [13] использовался метод градиентного бустинга XGBoost для корректировки ошибок численных моделей ECMWF, тем самым было поучено улучшение краткосрочного прогноза осадков в различных регионах Китая. Предложенный в [17] сезонно-интегрированный автоэнкодер показал высокую устойчивость при краткосрочном прогнозе ежедневных осадков за счёт нелинейного сжатия признаков. Гибридные подходы, объединяющие данные радиолокационные и дистанционного зондирования с алгоритмами машинного обучения, были успешно апробированы в [14, 20].

Несмотря на эти достижения, в литературе остаётся недостаточно проработанным использование данных измерений напряжённости электрического поля атмосферы в сочетании со стандартными метеорологическими параметрами, как то приземные температура, давление, влажность. В контексте прогнозирования селевой опасности с учетом данных о атмосферных осадках авторами [1] акцентировано внимание на фоновых методах с учётом электрического поля, показана перспективность включения электрических параметров при вероятностном прогнозировании экстремальных осадков.

Региональная специфика Северного Кавказа и прилегающих территорий требует учёта локальных особенностей рельефа и микроклимата. Так, в [3] выявлены тенденции смещения максимумов ливневой и грозовой активности на Северном Кавказе, что обусловлено сложным взаимодействием атмосферных процессов и топографических факторов. В работе [5] продемонстрировано, что нейросетевые модели с учётом региональных данных позволяют улучшить точность прогноза в Крымском регионе, что свидетельствует о важности адаптации алгоритмов к локальным условиям. Между тем для Северного Кавказа, особенно в горных и предгорных регионах, целостный подход, объединяющий методы машинного обучения и метеорологические данные с учётом уникальных электрофизических характеристик атмосферы, может иметь перспективы для прогноза осадков, включая диагностику типов осадков и количественное прогнозирование.

Таким образом, предлагаемое исследование фокусируется на разработке гибридной модели, которая объединит непрерывные измерения напряжённости электрического поля атмосферы и современные методы машинного обучения для прогноза суточных сумм осадков в летний период на примере одного наблюдательного пункта. Интеграция электрофизических данных позволит учесть интегральное влияние физических механизмов конденсации и заряженности частиц в облаках, а адаптация различных

архитектур машинного обучения под локальные климатические условия Северного Кавказа обеспечит высокую точность и надёжность прогноза. Новизна данной работы заключается в комплексном использовании данных разных типов и разработке алгоритма, способного обрабатывать разреженные и зашумленные измерения электрического поля в условиях ограниченного наблюдательного охвата.

Поэтому, развитие и внедрение методов машинного обучения и спектрального анализа в прогнозирование осадков является актуальной задачей, способствующей повышению точности прогнозов и обеспечению безопасности населения, что особенно важно в условиях изменяющегося климата.

Материалы и методы

В исследовании использованы архивные данные метеорологической станции аэропорта Нальчик (WMO_ID=37212) за период с 2020 по 2025 год. Первичный набор включает ежедневные измерения температуры воздуха, атмосферного давления, относительной влажности, скорости и направления ветра, а также суточные суммы осадков. Дополнительно привлекались данные о напряжённости атмосферного электрического поля атмосферы (НЭПА) с прибора измерителя EFM-100 установленного на крыше здания ФГБУ «ВГИ». Работа с данными и программирование моделей производились на языке высокого уровня python.

Для повышения качества модели произведено расширение исходного пространства признаков. Были сформированы лаговые признаки за один, два и, соответственно, три предыдущих дня. Выбор временных лагов 1–3 суток мотивирован физикой атмосферных процессов: облачные структуры формируются на фоне медленно эволюционирующей циклонической активности [6, 13], а электрическая нестабильность способна проявляться за несколько дней до подхода фронта. Также рассчитаны производные характеристики с использованием методов спектрального и вейвлет-анализа, позволяющих выделять частотные и локальные временные особенности сигналов. Эти признаки отражают инерционную динамику атмосферы и существенно увеличивают информативность модели при машинном обучении. То есть целевая переменная – осадки в миллиметрах – прогнозируется на основе предшествующих значений метеорологических параметров, напряжённости атмосферного электрического поля и производных характеристик: среднее, максимум, минимум, асимметрия, эксцесс, коэффициент вариации, время наступления максимума и минимума, интервал между максимальным и минимальным значением, интеграл по времени, относительный размах (размах отнесенный к среднему), полу-ширина пика, скорость роста до пика, количество пиков выше 75-го перцентиля, среднее расстояние между пиками, коэффициент вариации интервалов между пиками, энтропия распределения, межквартильный размах, автокорреляция, центр масс спектра, ширина спектра, спектральная энтропия, суммарная

мощность, соотношение мощности в коротких и длинных диапазонах, доминирующая частота, амплитуда доминирующей частоты, частота второго по величине пика, амплитуда второго по величине пика, период доминирующей волны, энтропия распределения энергии по масштабам и др. Есть еще признаки, учитывающие время: например, номер месяца, номер недели в году, день недели, синус и косинус дня года. В предположении о наличии солнечно-земных связей для исследования рассчитывался такой параметр, как продолжительность светового дня.

Обучение проводилось только на данных с мая по сентябрь каждого года с 2020 по 2023 (для фокусировки на тёплый сезон и уменьшения сезонной дисперсии).

Для повышения качества и воспроизводимости анализа, данные по напряжённости электрического поля проходили этапы предобработки, включающие медианную фильтрацию по окну в минуту для сглаживания шумов, а также восстановление малых пропусков линейной интерполяцией. Балансировка классов для экстремальных осадков не производилась, что может влиять на чувствительность метрик при редких явлениях, однако именно такое распределение отражает реальные условия оперативного прогноза.

Перед обучением модели все числовые признаки были масштабированы с использованием стандартизатора `StandardScaler`. Для учёта временной структуры данных применена стратегия временной кросс-валидации (`TimeSeriesSplit`), что позволило сохранить временную непрерывность между обучающей и валидационной выборками. Оптимизация гиперпараметров моделей проводилась с помощью библиотеки `Optuna`.

Протестирован широкий спектр методов искусственного интеллекта. Наиболее эффективными оказались ансамблевые методы деревьев решений (`LightGBM`, `XGBoost`, `CatBoost`, `Random Forest`) и глубокие нейронные сети (`GRU`, `LSTM`, `CNN DR RF`).

Ансамбли деревьев решений:

- `LightGBM`: высокоэффективный алгоритм градиентного бустинга, использующий рост деревьев по листьям (`leaf-wise`), что ускоряет обучение и повышает точность;

- `CatBoost`: устойчивый к переобучению бустинг, обладающий встроенной поддержкой категориальных признаков и высокой стабильностью на разреженных данных;

- `XGBoost`: регуляризованный градиентный бустинг с гибкой системой настройки и устойчивостью к переобучению;

- `Random Forest`: ансамбль решающих деревьев, обладающий высокой стабильностью и хорошей интерпретируемостью.

Глубокие нейросетевые модели:

- `GRU (Gated Recurrent Unit)`: компактная рекуррентная архитектура с возможностью моделирования временных зависимостей, требующая меньше параметров, чем `LSTM`;

- LSTM (Long Short-Term Memory): расширенная RNN-модель с долгосрочной памятью, хорошо справляющаяся с сезонными зависимостями;
- CNN DR RF (Dilated Receptive Field CNN): сверточная нейросеть с расширенным полем (receptive field) за счёт растущих коэффициентов «конволюции с отверстиями» (dilation rate). Позволяет эффективно выявлять паттерны в временных рядах на различных масштабах.

Обучение производилось на основе скользящего окна фиксированной длины (look-back), с прогнозом целевой переменной (осадков) на следующий день.

Ансамблевые методы деревьев решений LightGBM, CatBoost, XGBoost и Random Forest были реализованы с использованием стандартных API библиотек lightgbm, catboost, xgboost и scikit-learn. В качестве целевой функции, где не указано иначе, использовалась минимизация MAE. Все модели обучались на табличных признаках с лагами.

- LightGBM: использован boosting type = "gbdt", рост деревьев — leaf-wise. Обучение ускорено за счёт histogram-based binning. Проведена настройка num_leaves, min_child_samples, learning_rate и feature_fraction.

- CatBoost: применена схема Ordered Boosting с автокодировкой категориальных признаков. Гиперпараметры – depth, iterations, learning_rate, l2_leaf_reg.

- XGBoost: регуляризованный бустинг с параметрами gamma, lambda, max_depth. Использована функция потерь reg:squarederror и ранний останов (early_stopping_rounds).

- Random Forest: количество деревьев – 500, критерий – MSE. Каждое дерево обучалось на случайной подвыборке признаков (max_features=sqrt), использован bootstrap=True.

Все нейросетевые архитектуры реализованы с использованием библиотеки Keras (TensorFlow backend). Входные данные представляют собой тензоры формы (batch_size, sequence_length, num_features), полученные скользящим окном размером 3 дня.

- GRU-модель имеет два скрытых слоя с возвратом последовательностей. Последний слой GRU возвращает единственный выход, поступающий на полносвязный выходной слой. Оптимизатор: Adam. Функция потерь: MAE. Регуляризация: Dropout (0.2).

- Архитектура LSTM аналогична GRU, но использует три вентиля – входной, забывания и выходной.

- CNN DR RF – эта архитектура представляет собой сверточную нейросеть с увеличивающимся dilation_rate, что позволяет расширять область восприятия без увеличения глубины модели. После трёх сверточных слоёв применяется нормализация, уплощение и плотный выходной слой. LayerNormalization стабилизирует динамику градиентов и ускоряет сходимость. Такой подход особенно эффективен для временных рядов с выраженными шаблонами, где необходим захват как кратко-, так и долгосрочной зависимости.

Оценка качества предсказаний выполнялась на периоде наблюдений с 2023 по 2025 год с использованием следующих метрик:

- MAE (Mean Absolute Error) – средняя абсолютная ошибка;
- RMSE (Root Mean Squared Error) – корень из средней квадратичной ошибки;
- MAPE (Mean Absolute Percentage Error) – средняя абсолютная процентная ошибка;
- sMAPE (Symmetric MAPE) – симметричная средняя абсолютная процентная ошибка;
- Median RE – медианная относительная ошибка.

Для интерпретации вклада признаков в итоговое предсказание применялся метод SHAP (SHapley Additive exPlanations), позволяющий оценить влияние каждого входного параметра на результат модели. Следует отметить, что метод SHAP, используемый для оценки вклада признаков, чувствителен к мультиколлинеарности и шуму в данных.

Прогноз оценивается как по всем данным, так и по случаям с осадками более 3 мм, что полезно для оценки экстремальных событий.

Таким образом, результаты предсказаний моделей оценивались по средним абсолютным и процентным ошибкам: MAE, RMSE, MAPE и sMAPE. Это позволило получить объективную картину точности прогноза как в абсолютном выражении, так и относительно наблюдаемых величин.

Результаты и обсуждение

На обучающей и валидационной выборке наибольшую точность в прогнозировании суточных осадков продемонстрировала модель LightGBM, при этом средняя абсолютная ошибка (MAE) составила около 0,015 мм, средняя процентная ошибка (MAPE) – порядка 1 %.

Далее результаты прогноза оценивались на тестовом наборе выделенном в периоде наблюдений с 2023 по 2025 год и не участвовавшем ни в обучающей, ни в валидационной выборке.

Сравнение результатов строится через столбчатую диаграмму (рис. 1) и таблицу (табл. 1), метрики оценки – MAE, RMSE, MAPE, sMAPE, Median Relative Error – позволяют охарактеризовать точность как на всем множестве, так и на подмножестве интенсивных осадков (> 3 мм).

Сравнительный анализ охватывал модели lgbm, catboost, xgboost, randomforest, gru, lstm и гибридную модель cnn_dnnf, и выполнялся по следующим метрикам: MAE (средняя абсолютная ошибка), RMSE (средне-квадратичная ошибка), MAPE (средняя абсолютная процентная ошибка), sMAPE (симметричная MAPE), а также медианное относительное отклонение.

Общая точность моделей на всех данных (all). Модель CatBoost продемонстрировала наилучшие результаты по метрикам MAE (1.16) и RMSE (3.51), что указывает на высокую точность при общей выборке. Она также показала умеренные значения MAPE (98.71 %) и sMAPE (136.54 %), что важно в условиях высокой изменчивости данных.

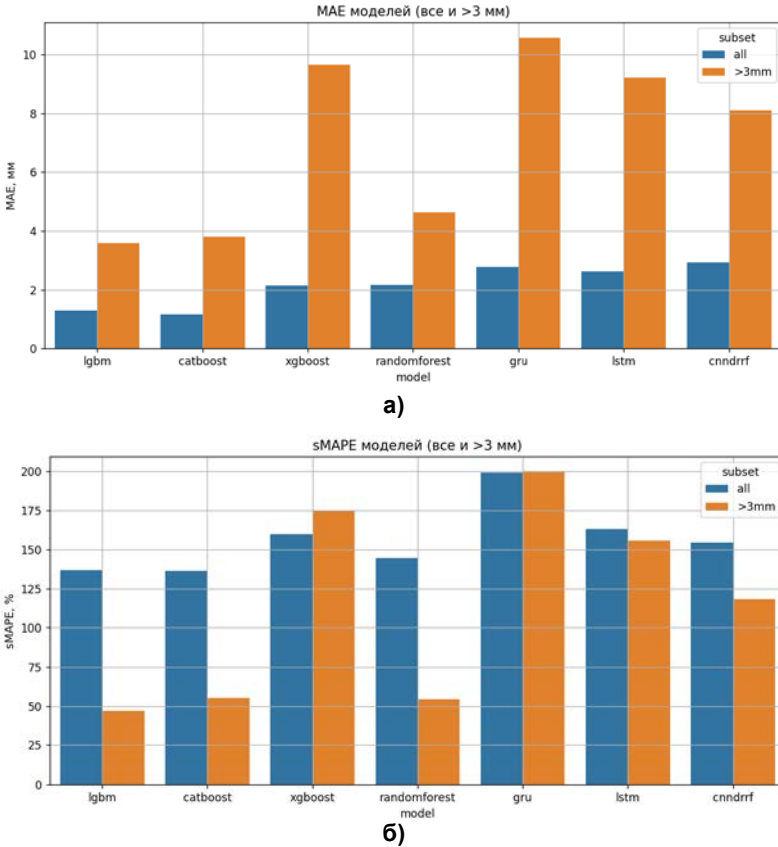


Рис. 1. Графики основных метрик, используемых для сравнения полученных моделей: средняя абсолютная ошибка (MAE) (а); симметричная средняя абсолютная процентная ошибка (sMAPE), устойчивая к нулям в данных (б).

Fig. 1. Plots of the main metrics used for the comparison of the resulting models: Mean Absolute Error (MAE) (a); Symmetric Mean Absolute Percentage Error (sMAPE), robust to zero values in the data (b).

Модель LightGBM оказалась сопоставимой по MAE (1.28) и имела чуть более высокую RMSE (3.67), но значительно хуже справлялась с относительными ошибками (MAPE = 147.85 %).

Модели xgboost, randomforest, gru, lstm и cnnrrf демонстрировали заметно худшие значения всех метрик, особенно XGBoost и GRU, где наблюдаются значительные ошибки (MAPE > 140 %, медианные ошибки достигают 90–114 %).

Производительность моделей на данных с интенсивными осадками (осадки > 3 мм).

В сегменте значительных осадков модель LightGBM достигла наилучших абсолютных метрик (MAE = 3.59, RMSE = 7.60) и продемонстрировала наименьшие значения MAPE (30.33 %) и sMAPE (47.06 %). Медианное

отклонение при этом оставалось нулевым, что свидетельствует о стабильности прогноза в наиболее критических ситуациях.

Таблица 1. Метрики для набора данных с признаками на основе НЭПА
Table 1. Metrics for the dataset with features based on the atmospheric electric field strength

Model	Subset	MAE	RMSE	MAPE	sMAPE	Median RE
lgbm	all	1.28	3.67	147.85	137.02	0.00
lgbm	>3mm	3.59	7.60	30.33	47.06	0.00
catboost	all	1.16	3.51	98.71	136.54	0.29
catboost	>3mm	3.80	7.67	32.05	55.26	0.29
xgboost	all	2.13	5.24	82.43	160.06	90.61
xgboost	>3mm	9.66	11.80	93.05	175.05	94.71
randomforest	all	2.17	4.03	238.18	144.63	48.27
randomforest	>3mm	4.64	7.66	37.91	54.38	29.14
gru	all	2.78	5.70	152.02	198.89	114.10
gru	>3mm	10.57	12.55	106.12	199.35	104.43
lstm	all	2.62	5.20	141.37	163.13	85.91
lstm	>3mm	9.22	11.44	86.88	155.98	88.36
cnndrrf	all	2.92	4.96	225.19	154.68	78.32
cnndrrf	>3mm	8.10	10.50	72.01	118.21	77.39

Модель CatBoost оказалась близкой по точности (MAE = 3.80, RMSE = 7.67), но имела худшие относительные метрики (MAPE = 32.05 %, sMAPE = 55.26 %).

Остальные модели, особенно XGBoost и рекуррентные нейросети (GRU, LSTM), показывали неудовлетворительные результаты в этом подмножестве – MAPE превышал 86 %, что делает их менее пригодными для задач оперативного прогнозирования опасных явлений.

Модель CNN DR RF, показала конкурентоспособные абсолютные метрики, но не превосходила LightGBM и CatBoost. При осадках >3 мм, она демонстрировала MAE = 8.10 и RMSE = 10.50, а относительные ошибки были умеренными (MAPE = 72.01 %, sMAPE = 118.21 %).

Резкое падение качества на тестовой выборке, более чем в 70 раз по MAE, – очень важный результат, который сейчас недостаточно обсуждается. Это может быть связано с тем, что тестовый период 2023–2025 гг. имел данные по тем или иным причинам, сильно отличающиеся от обучающего периода, возможно из-за аномальных погодных условий. Высокие значения процентных ошибок MAPE и sMAPE обусловлены большим количеством дней с нулевыми или почти нулевыми осадками, и именно поэтому для оценки также важны абсолютные метрики – MAE, RMSE.

Нулевая медианная ошибка у моделей LightGBM на обоих подмножествах данных, а также у CatBoost на всех данных, подтверждает их устойчивость к выбросам и делает их предпочтительными в практических приложениях, особенно в контексте раннего предупреждения.

Для изучения вклада признаков на основе НЭПА в результативность прогноза осадков были выполнены эксперименты с набором данных, где эти признаки были исключены. Результаты экспериментов приведены на рис. 2 и в табл. 2.

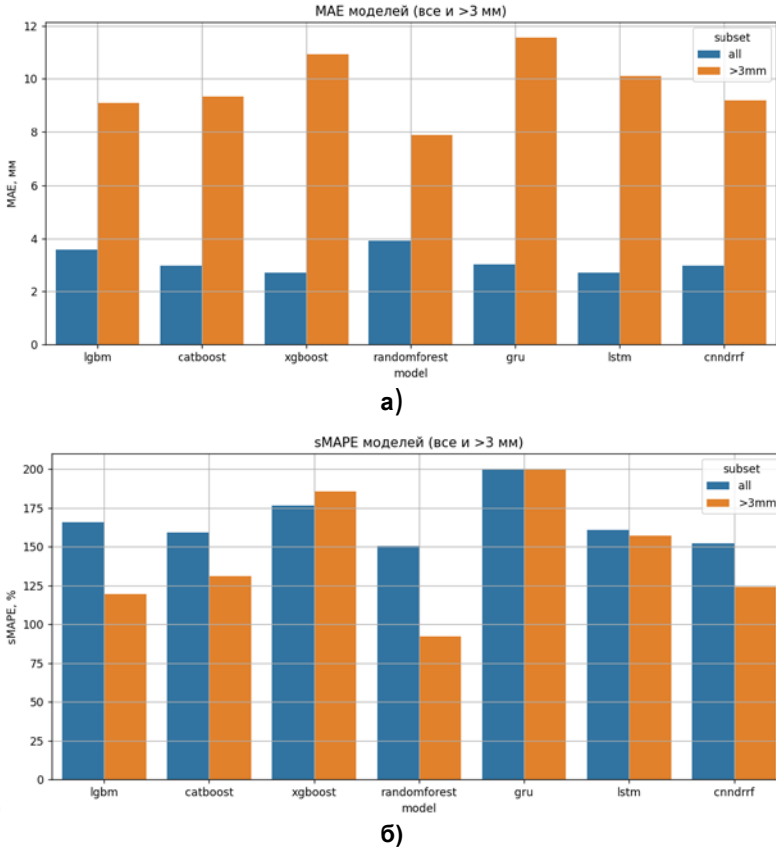


Рис. 2. Графики основных метрик для набора данных без признаков на основе напряженности электрического поля атмосферы, используемых для сравнения полученных моделей: средняя абсолютная ошибка (MAE) (а); симметричная средняя абсолютная процентная ошибка (sMAPE), устойчивая к нулям в данных (б).

Fig. 2. Plots of the main metrics for the dataset without features based on the atmospheric electric field strength, used for the comparison of the resulting models: Mean Absolute Error (MAE) (a); Symmetric Mean Absolute Percentage Error (sMAPE), robust to zero values in the data (b).

Анализ результатов показал, что включение признаков на основе измерений напряжённости электрического поля атмосферы приводит к статистически значимому снижению ошибок прогнозирования. Например, для моделей CatBoost и LightGBM средняя абсолютная ошибка (MAE) по всей выборке снижается с 2.97 до 1.16 мм и с 3.59 до 1.28 мм

соответственно, а аналогичное улучшение отмечается и для других метрик (RMSE, MAPE, sMAPE). Для подмножества интенсивных осадков (>3 мм) наблюдается аналогичное преимущество: MAE и RMSE для LightGBM уменьшаются почти вдвое при добавлении электрических данных. Это свидетельствует о наличии дополнительной прогностической информации, вносимой электрическими параметрами, даже несмотря на то, что они не всегда входят в топ по SHAP-важности.

Таблица 2. Метрики для набора данных без признаков на основе НЭПА
Table 2. Metrics for the dataset without features based on the atmospheric electric field strength

Model	Subset	MAE	RMSE	MAPE	sMAPE	Median RE
lgbm	all	3.59	6.13	356.19	166.04	116.35
lgbm	>3mm	9.11	12.11	76.91	119.33	77.80
catboost	all	2.97	5.81	220.91	159.29	90.28
catboost	>3mm	9.34	12.17	75.35	131.06	86.35
xgboost	all	2.71	6.23	94.94	176.51	96.95
xgboost	>3mm	10.94	13.36	96.13	185.73	97.65
randomforest	all	3.92	6.25	370.83	150.48	87.35
randomforest	>3mm	7.89	11.47	57.46	92.20	62.65
gru	all	3.01	6.12	165.39	200.00	122.38
gru	>3mm	11.55	13.76	106.79	200.00	105.40
lstm	all	2.71	5.58	168.03	160.69	87.11
lstm	>3mm	10.09	12.59	86.94	156.99	92.03
cnndrrf	all	2.96	5.45	261.29	152.12	81.35
cnndrrf	>3mm	9.19	12.02	73.33	124.03	81.35

Таким образом, проведено обучение нескольких моделей машинного обучения, среди которых наилучшими показателями точности выделяются LightGBM, CatBoost, LSTM.

Относительная ошибка прогноза осталась небольшой даже в ситуациях с высоким уровнем осадков, что говорит о способности модели предсказывать выбросы – экстремальные события.

Использование метода SHAP обеспечивает интерпретируемость модели, что важно для практического применения в метеорологии. Характеристики НЭПА полученные с помощью Фурье и вейвлет-преобразования, а также лаги температуры и влажности оказались наиболее значимыми признаками, подтверждая их физическую обоснованность в контексте прогноза осадков. Применение лаговых признаков и спектральных характеристик позволяет учитывать как краткосрочные, так и долгосрочные зависимости в данных, что улучшает точность прогноза. Среди спектральных и вейвлет-признаков наибольший вклад в качество прогноза внесли следующие характеристики: доминирующая частота, спектральная энтропия и суммарная мощность в коротковолновой области, а также амплитуда

второй по величине спектральной компоненты. Это соответствует физической природе осадков, так как характерная частота и вариабельность электрических сигналов и метеопараметров связаны с фазами развития облачных структур и фронтальной активностью. При исключении электрических данных метрики прогноза ухудшаются, что подтверждает их дополнительную информативность и синергетический эффект при совместном использовании с классическими метеопризнаками.

Полученные результаты подчёркивают потенциал использования методов машинного обучения в оперативном прогнозе осадков.

Заключение

В настоящем исследовании была проведена оценка эффективности различных моделей машинного обучения и глубокого обучения для прогнозирования осадков.

Модель LightGBM продемонстрировала наилучшее сочетание точности и устойчивости как на всей выборке, так и при фокусе на интенсивных осадках. CatBoost также является надёжной альтернативой. Модели на основе нейросетей уступают по ряду метрик, что, возможно, связано с ограниченностью обучающей выборки или их архитектурными особенностями. Результаты подтверждают перспективность градиентного бустинга в задачах прогнозирования осадков при использовании комплексной информации.

В результате проведенного исследования был разработан и апробирован подход к краткосрочному прогнозированию суточных осадков на основе метеорологических данных и измерений напряженности электрического поля с применением методов машинного обучения.

Полученные значения MAE для лучших моделей (например, CatBoost – 1.16 мм, LightGBM – 1.28 мм на всей выборке) соответствуют критериям высокой точности для оперативного суточного прогноза осадков, согласно публикациям [15, 19]. Тем не менее, нейросетевые модели (GRU, LSTM) показывают существенно худшие результаты, что указывает на необходимость дальнейшей оптимизации их архитектур и расширения обучающей выборки.

Анализ важности признаков, проведенный методом SHAP, выявил ключевые факторы, влияющие на точность модели, среди которых выделяются лаговые значения температуры и влажности, а также спектральные характеристики временных рядов напряженности поля. Это подтверждает эффективность использования таких производных признаков в задачах прогнозирования атмосферных явлений.

Дальнейшее развитие исследований предполагает интеграцию дополнительных данных, например, таких как спутниковые наблюдения и другие методы дистанционного зондирования атмосферы, а также использование более сложных нейросетевых архитектур, способных учитывать одновременно пространственные и временные закономерности.

Работа демонстрирует эффективность подхода и может быть полезна для анализа возможностей методов искусственного интеллекта в задачах краткосрочного прогноза. Её продолжение может быть полезно для оперативного прогнозирования погоды и принятия решений в различных отраслях, зависящих от погодных условий, например, для оперативного прогнозирования погодных условий в авиации, сельском хозяйстве и для предупреждения чрезвычайных ситуаций, связанных с экстремальными осадками.

Практические результаты работы могут быть использованы для оперативного прогноза опасных явлений в регионах с ограниченной наблюдательной сетью, а также при внедрении результатов измерений онлайн-систем мониторинга электрических параметров атмосферы. Планируется расширить спектр анализируемых признаков и протестировать разработанный подход на других станциях с различными типами климата. В дальнейшем возможно использование методов балансировки классов и интеграция данных дистанционного зондирования для повышения точности предсказаний экстремальных событий.

Список литературы

1. *Аджиев А.Х., Кондратьева Н.В., Кумукова О.А., Сейнова И.Б., Богаченко Е.М.* Метод фонового прогнозирования селевой опасности на Центральном Кавказе и результаты его апробирования // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита. 2008. С. 263-266.
2. *Белякова П.А., Борщ С.В., Христофоров А.В., Юмина Н.М.* Вероятностное прогнозирование максимальных расходов и уровней воды и критических осадков на реках Черноморского побережья Кавказа // Труды Гидрометцентра России. 2013. № 349. С. 104-121.
3. *Бисчоков Р.М.* Прогнозирование изменений режима атмосферных осадков на Северном Кавказе // Вестник Курганской ГСХА. 2018. № 1 (25). С. 14-17.
4. *Болгов М.В., Арефьева Е.В.* О некоторых вопросах, связанных с прогнозированием чрезвычайных ситуаций, вызванных гидрологическими опасными явлениями и их последствиями // Научные и образовательные проблемы гражданской защиты. 2017. №. 4 (35). С. 102-110.
5. *Лубков А.С., Вышваркова Е.В., Воскресенская Е.Н.* Исследование возможности нейросетевого прогнозирования осадков в Крымском регионе // Тезисы докладов международной научно-технической конференций «Системы контроля окружающей среды – 2019», Севастополь, 12–13 сентября 2019 г. Севастополь: ИПТС, 2019. С. 152.
6. *Митин В.Ю., Аиткулов В.Н.* Математические модели прогнозирования температуры и осадков с использованием фрактального и Фурье-анализа метеорологических рядов // Вестник Пермского университета. Серия: Математика. Механика. Информатика. 2024. №. 1 (64). С. 33-42.
7. *Морейдо В.М., Гарцман Б., Соломатин Д.П., Сучилина З.А.* Возможности краткосрочного прогнозирования стока малой реки с использованием методов машинного обучения // Гидросфера. Опасные процессы и явления. 2020. Т. 2, №. 4. С. 375-390.
8. *Таланов Е.А.* Технология краткосрочного вероятностного прогнозирования паводков и селевых потоков на основе прогноза количества осадков на 3 и 6 часов // Селевые потоки: катастрофы, риск, прогноз, защита. 2016. С. 229-233.
9. *Фрумин Г.Т., Иванов М.Э., Куликова Л.А., Еремина А.В.* Подходы к решению проблемы диагноза и прогноза атмосферных осадков в интересах городских служб водоотведения // Общество. Среда. Развитие (Тегга Нумана). 2016. №. 2 (39). С. 97-100.
10. *Шайдуллина А.Ф.* Сравнительный ретроспективный анализ методов прогнозирования лесных пожаров по метеорологическим данным // Проблемы науки. 2016. №. 7 (8). С. 23-26.

11. Яровая Д.А., Посошков В.Л. Параметры атмосферных осадков в Азово-Черноморском регионе на основе модельных и натуральных данных // Морской гидрофизический журнал. 2017. № 1 (193). С. 11-26.
12. Balasmeh O. Al, Babbar R., Karmaker T. Trend analysis and ARIMA modeling for forecasting precipitation pattern in Wadi Shueib catchment area in Jordan // Arabian Journal of Geosciences. 2019. Vol. 12. P. 1-19.
13. Dong J., Zeng W., Wu L., Huang J., Gaiser T., Srivastava A.K. Enhancing short-term forecasting of daily precipitation using numerical weather prediction bias correcting with XGBoost in different regions of China // Engineering Applications of Artificial Intelligence. 2023. Vol. 117. P. 105579.
14. Kusiak A., Wei X., Verma A.P., Roz E. Modeling and Prediction of Rainfall Using Radar Reflectivity Data: A Data-Mining Approach // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 2013. Vol. 51, no. 4. P. 2337–2342.
15. Nastos P.T., Paliatatos A.G., Koukoultsos K.V., Larissi I.K., Moustiris K.P. Artificial neural networks modeling for forecasting the maximum daily total precipitation at Athens, Greece // Atmospheric Research. 2014. Vol. 144. P. 141-150.
16. Partal T., Cigizoglu H.K. Prediction of daily precipitation using wavelet–neural networks // Hydrological sciences journal. 2009. Vol. 54, no. 2.P. 234-246.
17. Ponnoprat D. Short-term daily precipitation forecasting with seasonally-integrated auto-encoder // Applied Soft Computing. 2021. Vol. 102. P. 107083.
18. Sodoudi S., Noorian A., Geb M., Reimer E. Daily precipitation forecast of ECMWF verified over Iran. Theoretical and applied climatology, 2010, Vol. 99, pp. 39-51.
19. Valipour M., Khoshkam H., Bateni S.M., Jun C. Machine-learning-based short-term forecasting of daily precipitation in different climate regions across the contiguous United States // Expert Systems with Applications. 2024. Vol. 238. P. 121907.
20. Waqas M., Humphries U.W., Hlaing P.T., Wangwongchai A., Dechpichai P. Advancements in daily precipitation forecasting: a deep dive into daily precipitation forecasting hybrid methods in the tropical climate of Thailand // MethodsX. 2024. Vol. 12. P. 102757.
21. Weerasinghe H.D.P., Premaratne H.L., Sonnadara D.U.J. Performance of neural networks in forecasting daily precipitation using multiple sources // Journal of the National Science Foundation of Sri Lanka. 2010. Vol. 38, no. 3. P. 163-170.

References

1. Adzhiev A.H., Kondrat'eva N.V., Kumukova O.A., Seynova I.B., Bogachenko E.M. Metod fonovogo prognozirovaniya selevoy opasnosti na Central'nom Kavkaze i rezul'taty ego aprobirovaniya. *Selevye potoki: katastrofy, risk, prognoz, zashchita*, 2008, pp. 263-266 [in Russ.].
2. Belyakova P.A., Borsch S.V., Khristoforov A.V., Yumina N.M. Probabilistic forecasting of maximal discharges, water levels and critical precipitation for the rivers of the Black sea coast of Caucasus. *Trudy Gidromettsentra Rossii [Proceedings of the Hydrometcentre of Russia]*, 2013, vol. 349, pp. 104-121 [in Russ.].
3. Bischokov R.M. Prognozirovanie izmeneniy rezhima atmosferynyh osadkov na Severnom Kavkaze. *Vestnik Kurganskoj GSKHA*, 2018, no. 1 (25), pp. 14-17 [in Russ.].
4. Bolgov M.V., Arefeva E.V. O nekotoryh voprosah, svyazannyh s prognozirovaniem chrezvychaynyh situaciy, vyzvannyh gidrologicheskimi opasnymi yavleniyami i ih posledstviyami. *Nauchnye i obrazovatel'nye problemy grazhdanskoj zashchity*, 2017, no. 4 (35), pp. 102-110 [in Russ.].
5. Lubkov A.S., Vyshkvarokva E.V., Voskresenskaya E.N. Issledovanie vozmozhnosti neyrossetevogo prognozirovaniya osadkov v Krymskom regione. Tezisy dokladov mezhdunarodnoy nauchno-tehnicheskoy konferenciy «Sistemy kontrolya okruzhayushchey sredy – 2019», Sevastopol', 12–13 sentyabrya 2019 g, Sevastopol', IPTS, 2019, 152 p. [in Russ.].
6. Mitin B. Ю., Aptukov B.H. Mathematical Models of Temperature and Precipitation Forecasting Using Fractal and Fourier-Analysis of Meteorological Series. *Vestnik Permskogo universiteta. Seriya: Matematika. Mekhanika. Informatika. [Bulletin of Perm University. Mathematics. Mechanics. Computer Science]*, 2024, vol. 64, no. 1, pp. 33-42 [in Russ.]. DOI: 10.17072/1993-0550-2024-1-33-42.

7. Moreido V.M., Gartsman B.I., Solomatine D.P., Suchilina Z.A. Prospects for short-term forecasting of river streamflow from small watershed runoff using machine learning methods. *Gidrosfera. Opasnye processy i yavleniya [Hydrosphere. Hazard processes and phenomena]*, 2020, vol. 2, no. 4, pp. 375-390 [in Russ.]. DOI: 10.34753/HS.2020.2.4.375
8. Talanov E.A. Tekhnologiya kratkosrochnogo veroyatnostnogo prognozirovaniya padkov i selevyh potokov na osnove prognoza kolichstva osadkov na 3 i 6 chasov. *Selevye potoki: katastrofy, risk, prognoz, zashchita*. 2016, pp. 229-233 [in Russ.].
9. Frumin G.T., Ivanov M.E., Kulikova L.A., Eryomina A.V. Approaches to problem solving of diagnosis and forecasting of precipitation for the city services needs. *Obshchestvo. Sreda. Razvitiye (Terra Humana) [Society. Environment. Development (TERRA HUMANA)]*, 2016, vol. 39, no. 2, pp. 97-100 [in Russ.].
10. Shaydullina A.F. Sravnitel'nyy retrospektivnyy analiz metodov prognozirovaniya lesnyh pozharov po meteorologicheskim dannym. *Problemy nauki [Science problems]*, 2016, vol. 8, no. 7, pp. 23-26 [in Russ.].
11. Iarovaia D.A. Pososhkov V.L. Parameters of the Azov-Black Sea Region Precipitation Based on the Model and Observational Data. *Physical Oceanography*, 2017, no. 1, pp. 11-24 [in Russ.]. DOI: 10.22449/1573-160X-2017-1-11-24
12. Balasmeh O. Al, Babbar R., Karmaker T. Trend analysis and ARIMA modeling for forecasting precipitation pattern in Wadi Shueib catchment area in Jordan. *Arabian Journal of Geosciences*, 2019, vol. 12, pp. 1-19.
13. Dong J., Zeng W., Wu L., Huang J., Gaiser T., Srivastava A.K. Enhancing short-term forecasting of daily precipitation using numerical weather prediction bias correcting with XGBoost in different regions of China. *Engineering Applications of Artificial Intelligence*, 2023, vol. 117, pp. 105579.
14. Kusiak A., Wei X., Verma A.P., Roz E. Modeling and Prediction of Rainfall Using Radar Reflectivity Data: A Data-Mining Approach. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 2013, vol. 51, no. 4, pp. 2337-2342.
15. Nastos P.T., Paliatsos A.G., Koukouletsos K.V., Larissi I.K., Moustiris K.P. Artificial neural networks modeling for forecasting the maximum daily total precipitation at Athens, Greece. *Atmospheric Research*, 2014, vol. 144, pp. 141-150.
16. Partal T., Cigizoglu H.K. Prediction of daily precipitation using wavelet-neural networks. *Hydrological sciences journal*, 2009, vol. 54, no. 2, pp. 234-246.
17. Ponnoprat D. Short-term daily precipitation forecasting with seasonally-integrated auto-encoder. *Applied Soft Computing*, 2021, vol. 102, pp. 107083.
18. Sodoudi S., Noorian A., Geb M., Reimer E. Daily precipitation forecast of ECMWF verified over Iran. *Theoretical and Applied Climatology*, 2010, vol. 99, pp. 39-51.
19. Valipour M., Khoshkam H., Bateni S.M., Jun C. Machine-learning-based short-term forecasting of daily precipitation in different climate regions across the contiguous United States. *Expert Systems with Applications*, 2024, vol. 238, pp. 121907.
20. Waqas M., Humphries U.W., Hlaing P.T., Wangwongchai A., Dechpichai P. Advancements in daily precipitation forecasting: a deep dive into daily precipitation forecasting hybrid methods in the tropical climate of Thailand. *MethodsX*, 2024, vol. 12, pp. 102757.
21. Weerasinghe H.D.P., Premaratne H.L., Sonnadara D.U.J. Performance of neural networks in forecasting daily precipitation using multiple sources. *Journal of the National Science Foundation of Sri Lanka*, 2010, vol. 38, no. 3, pp. 163-170.

Поступила 20.06.2025; одобрена после рецензирования 01.10.2025;
принята в печать 15.10.2025.

Submitted 20.06.2025; approved after reviewing 01.10.2025;
accepted for publication 15.10.2025.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2025-3-92-100>

УДК 551.467

**Оценка качества
численного прогноза толщины льда
для Каспийского и Охотского морей
в зимний сезон 2023/2024 гг.**

***Е.С. Нестеров¹, В.Д. Жупанов¹,
А.А. Максимов², А.В. Федоренко¹***

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

²*Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии
«Планета», г. Москва, Россия
nesterov@mecom.ru*

Прогноз толщины льда на 16 суток для Каспийского и Охотского морей реализован на основе вязко-пластичной модели льда CICE с использованием в качестве форсинга трехчасовых прогностических полей негидростатической атмосферной модели WRF-ARW: приземной температуры, влажности, скорости ветра, осадков и входящей солнечной радиации. Прогноз рассчитывается в узлах регулярной широтно-долготной сетки 0.25°. Выполнено сравнение значений толщины льда на 7 и 14-й день прогноза с измеренной толщиной на морских береговых станциях Большой Пешной в Каспийском море и на пяти станциях в Охотском море, а также с данными анализа GDAS NCEP, карт Sigrid-3 ФГБУ «НИЦ «Планета» и карт ледовой обстановки ФГБУ «Гидрометцентр России» по всему Охотскому морю. Сравнение результатов расчета с данными наблюдений показало, что модель удовлетворительно воспроизводит процессы нарастания и таяния льда.

Ключевые слова: Каспийское море, Охотское море, модель CICE, толщина льда

**Verification of numerical forecasts
of sea ice thickness for the Caspian Sea
and the Sea of Okhotsk
in the 2023/2024 winter**

***E.S. Nesterov¹, V.D. Zhupanov¹,
A.A. Maksimov², A.V. Fedorenko¹***

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

²*Scientific research center of space hydrometeorology
«Planeta», г. Москва, Россия
nesterov@mecom.ru*

The 16-day forecast of sea ice thickness for the Caspian Sea and the Sea of Okhotsk was implemented on the basis of the CICE viscoplastic sea ice model using three-hour forecast fields of surface temperature, humidity, wind speed, precipitation, and incoming solar radiation from the WRF-ARW nonhydrostatic atmosphere model as forcing. The forecast is computed at the points of the 0.25° regular latitude-longitude grid. The values of sea ice

thickness on the 7th and 14th forecast days were compared with the measured sea ice thickness from the Bol'shoi Peshnoi marine coastal station in the Caspian Sea and five stations in the Sea of Okhotsk, as well as with the data of the GDAS analysis (NCEP), Sigrid-3 maps (RSC Planeta), and sea ice maps (Hydrometcentre of Russia) for the entire Sea of Okhotsk. The comparison of the simulation results with observational data showed that the model satisfactorily reproduces the growth and melting of sea ice.

Keywords: Caspian Sea, Sea of Okhotsk, CICE model, sea ice thickness

1. Метод прогноза толщины льда

Прогнозы характеристик ледяного покрова могут основываться на статистических или гидродинамических моделях [8]. В данной статье приводятся оценки качества численного прогноза толщины льда для Каспийского и Охотского морей, реализованного на основе вязко-пластичной модели льда CICE [11] с использованием в качестве форсинга прогностических полей негидростатической атмосферной модели WRF-ARW [1, 16]. Опыт использования CICE в различных прогностических центрах описан в [6]. На основе имеющегося у авторов опыта моделирования и прогнозирования ледяного покрова [3, 5, 6, 14] разработан метод прогноза на 16 суток одной из основных характеристик ледяного покрова – его толщины.

Основные характеристики метода:

– атмосферный форсинг (3-часовые данные о приземной температуре воздуха, его влажности, скорости ветра, скорости выпадения осадков, проходящей солнечной радиации) задается на основе метеорологического прогноза, рассчитываемого с использованием программного пакета модели WRF-ARW.v4.3 [1, 16];

– прогноз толщины льда для морской акватории вычисляется в узлах регулярной широтно-долготной сетки 0.25° как сумма значения толщины в анализе GDAS (Global Data Assimilation System) NCEP и приращения на период заблаговременности прогноза, рассчитанного по модели CICE;

– для оценки успешности прогноза используются наблюдения ледовых характеристик на морских гидрометеорологических станциях, характеристики льда по данным GDAS NCEP, информация цифровых карт Sigrid-3 ФГБУ «НИЦ «Планета» и карты ледовой обстановки ФБГУ «Гидрометцентр России».

Ранее были выполнены расчеты ледовых характеристик Каспийского моря для зимних сезонов 2005–2009 гг., а также для экстремальных сезонов 2011/2012 и 2015/2016 гг. [5, 14]. Ледовые условия зимы 2011/2012 гг. на Северном Каспии были заметно тяжелее ледовых условий зимы 2015/2016 гг. как по ледовитости, так и по толщине льда. По расчетам, замерзание моря в экстремально холодный сезон 2011/2012 гг. произошло почти на месяц раньше, чем в экстремально теплый сезон 2015/2016 гг., а очищение – на полмесяца позже. Это близко к фактическим датам: замерзание в 2011/2012 гг. произошло на 37 дней раньше, чем в 2015/2016 гг., а очищение – на 30 дней позже.

Также были выполнены расчеты ледовых характеристик в северо-западной части Охотского моря в 2024 г. [3], результаты которых сопоставлены с наблюдениями на станциях Аян и Большой Шантар. Сравнение показало, что если на станции Аян рассчитанная толщина льда в марте-апреле оказалась меньше фактической, то на станции Большой Шантар – больше фактической.

В [4] описан опыт использования численной модели, разработанной в ФГБУ «ААНИИ», для прогноза на 5 суток распределения льда в юго-западной части Охотского моря. Оценка достоверности прогнозов выполнялась по сплоченности льда. Получено, что оправдываемость прогнозов сплоченности составила 87 %. В [2] на основе модели SICE прогнозировалась на 5–10 суток ледовая обстановка в Беринговом море. Опыт использования SICE в различных прогностических центрах описан в [6].

2. Сравнение ледовых полей GDAS NCEP и карт ФГБУ «Гидрометцентр России»

Значения толщины льда в системе GDAS NCEP основаны на информации радарной альтиметрии спутников ICESat-2 и CryoSat-2 [12, 13, 15], причем доступна информация о пяти категориях толщины льда, используемых в модели SICE. Спутниковые данные также включают высоту снежного покрова, который влияет на изменчивость толщины льда.

В отделе морских гидрологических прогнозов ФГБУ «Гидрометцентр России» регулярно строятся карты ледового покрова неарктических морей России с использованием спутниковой информации и данных наблюдений на морских гидрометеорологических станциях. Пример ледовых полей GDAS NCEP и карт ФГБУ «Гидрометцентр России» представлен на рис. 1.

Из сравнения полей видно, что на обоих картах в северо-восточной части моря есть обширные области схожей конфигурации с максимальной толщиной льда 50–70 см (а) и 30–70 см (б). Аналогичное сравнение для Охотского моря представлено на рис. 2.

На обоих картах в западной части моря в районе Шантарских островов есть область льда толщиной 70–120 см.

Приведенные примеры свидетельствуют, что области максимальной толщины льда в Каспийском и Охотском морях в обоих источниках близки как по конфигурации, так и по значениям толщины. Также подобны закономерности изменения толщины льда от максимальных значений в западной части моря к уменьшению толщины по направлению к области чистой воды.

Приведем наибольшие из наблюдаемых значений толщины льда на станции Большой Пешной в Каспийском море и Большой Шантар в Охотском море. В экстремально холодный зимний сезон 2011/2012 гг. максимальная толщина льда на станции Большой Пешной составляла 50 см [5]. В суровые зимы толщина льда в районе станции Большой Шантар может достигать 130–150 см [3].

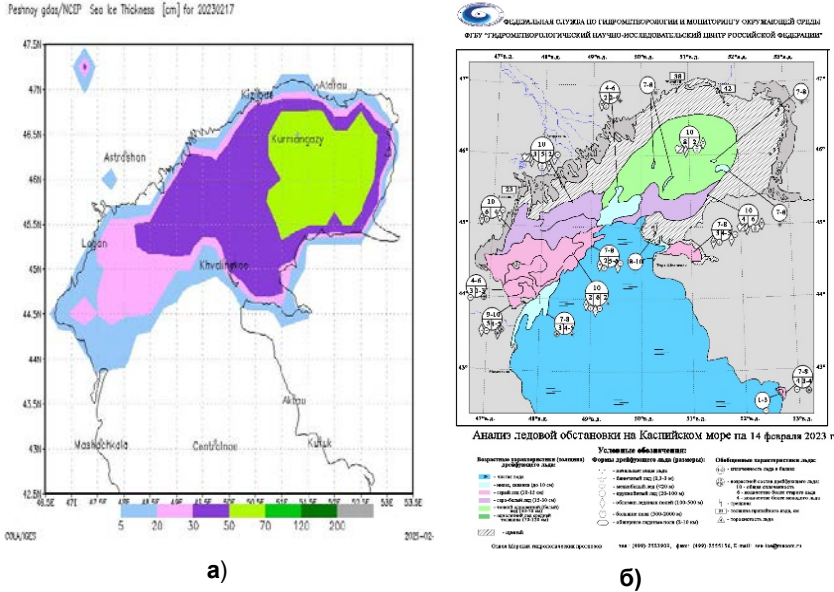


Рис. 1. Толщина льда в Каспийском море 17.02.2023 г. по данным GDAS NCEP (а) и 14.02.2023 г. по данным ФГБУ «Гидрометцентр России» (б).
Fig. 1. Sea ice thickness in the Caspian Sea (a) on February 17, 2023 according to the NCEP GDAS data (a) and) on February 14, 2024 according to the data of the Hydrometcentre of Russia.

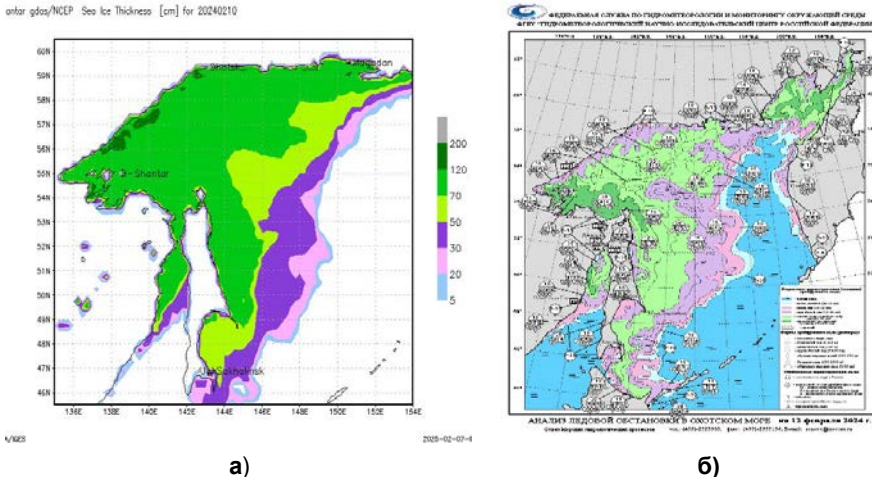


Рис. 2. Толщина льда в Охотском море 10.02.2024 г. по данным GDAS NCEP (а) и 12.02.2024 по данным ФГБУ «Гидрометцентр России» (б).
Fig. 2. Sea ice thickness in the Sea of Okhotsk (a) on February 10, 2024 according to the NCEP GDAS data and (b) on February 12, 2024 according to the data of the Hydrometcentre of Russia.

3. Оценки оправдываемости прогнозов толщины льда Каспийского и Охотского морей

Для количественной оценки прогнозов в качестве фактических данных использовались значения толщины льда в узлах расчетной сетки по информации ледовых карт в формате SIGRID-3 [10] и полей анализов GDAS NCEP [13, 15].

Качество прогноза ледовых условий оценивалось по расчету оправдываемости. Согласно РД 52.27.759-2011 [7], оправдываемость долгосрочных прогнозов (15 суток – 6 месяцев) должна составлять 70–75 % при ошибке прогноза толщины льда, равной 30 % от фактического ее изменения за период заблаговременности прогноза.

По аналогии с методикой оценки качества долгосрочных ледовых прогнозов для обеспечения морских операций в морях российской Арктики [9], оправдываемость численного прогноза толщины льда определяется как осредненное для рассматриваемого числа прогнозов отношение количества узлов расчетной сетки, разность прогностического и фактического значений в которых меньше пороговой величины ошибки текущего прогноза, равной значению $0,8\sigma$ для поля фактической толщины льда для текущей даты прогноза, к общему числу узлов расчетной сетки, где σ – средняя пространственная изменчивость поля толщины льда по данным анализов GDAS NCEP на дату прогноза. В табл. 1 приведены оценки – абсолютная (ABS), средняя арифметическая (MDL), среднеквадратичная (RSME) ошибки сравнения данных анализа толщины льда по информации GDAS NCEP и SIGRID-3 ФГБУ «НИЦ «Планета» с измерениями толщины припая морскими береговыми станциями в Охотском море в зимний сезон 2023/2024 годов.

Таблица 1. Сравнение толщины льда в Охотском море по данным анализов GDAS NCEP с данными береговых станций в зимний сезон 2023/2024 гг.

Table 1. The comparison of sea ice thickness in the Sea of Okhotsk according to the NCEP GDAS data with the data of coastal stations in the 2023/2024 winter

Береговая станция	Макс. толщина, см	Ошибки (анализ – станция), см					
		GDAS NCEP			Sigrid-3*		
		ABS	MDL	RMSE	ABS	MDL	RMSE
Шантар	92	6	6	7	13	8	17
Аян	146	14	-12	16	29	-29	32
Погиби	170	24	-8	26	18	-18	21
Джаоре	119	15	-13	18	13	-1	16
Байдуков	134	8	-2	10	7	7	10
Охотское море	170	13.4	-5.8	15.4	16	-6.6	19.2

Примечание. *Сравнение с данными SIGRID-3 НИЦ «Планета» выполнено при условии, что толщина припая, измеренная морскими береговыми станциями, менее 100 см.

В табл. 2 приведены оценки качества прогнозов толщины льда заблаговременностью 7 и 14 суток для зимнего сезона 2023/2024 гг. в сравнении с измеренной толщиной на морских береговых станциях и по всему морю на основе информации ледовых карт в формате SIGRID-3.

Таблица 2 Качество прогнозов толщины льда для Каспийского и Охотского морей в зимний сезон 2023/2024 гг. при допустимой ошибке 0.67σ

Table 2. The skill of sea ice thickness forecasts for the Caspian Sea and the Sea of Okhotsk in the 2023/2024 winter with an acceptable error of 0.67σ

Береговая станция	FCT* %	Ошибки (прогноз – станция), см					
		ABS		MDL		RMSE	
		7 дней	14 дней	7 дней	14 дней	7 дней	14 дней
Пешной	77	7	7	7	6	7	4
Шантар	81	6	4	6	4	8	5
Аян	79	16	21	-14	-21	18	22
Погиби	76	25	25	-9	-17	28	28
Джаоре	62	16	19	-14	-19	19	22
Байдуков	80	8	9	-1	-6	10	11
Каспийское море	73	7	7	7	6	7	4
Охотское море	75.6	14.2	15.6	-6.4	-11.8	16.6	17.6

Примечание. * При допустимой ошибке 0.8σ оправдываемость прогнозов в Охотском море равна 79.8 %.

В таблицах FCT – оправдываемость прогноза; ABS, MDL, RSME – абсолютная, средняя арифметическая и среднеквадратичная ошибки соответственно. Оправдываемость равна 100 % при значении ошибки прогноза менее 0.67σ значения изменчивости поля анализов толщины льда GDAS NCEP и равна нулю в противном случае. Допустимая ошибка равна 0.67σ для краткосрочных прогнозов и 0.8σ для долгосрочных [7].

Качество прогнозов толщины льда по станции Большой Пешной в Каспийском море почти не зависит от заблаговременности. Наименьшие ошибки прогнозов в Охотском море характерны для станции Большой Шантар, а наибольшие – для станции Погиби. Частично это связано с тем, что станция Большой Шантар находится на острове в открытом море, а станция Погиби – у береговой линии в Татарском проливе.

Заключение

Прогноз толщины льда для Каспийского и Охотского морей реализован на основе вязко-пластичной модели льда CICE с использованием в качестве форсинга трехчасовых прогностических полей негидростатической

атмосферной модели WRF-ARW: приземной температуры, влажности, скорости ветра, осадков и приходящей солнечной радиации. Прогноз толщины льда рассчитывается в узлах регулярной широтно-долготной сетки 0.25° как сумма ее текущего значения в поле анализов и рассчитанного по модели CICE приращения на период заблаговременности прогноза.

Сравнение ледовых полей GDAS NCEP и ледовых карт ФГБУ «Гидрометцентр России» для Каспийского и Охотского показало, что области максимальной толщины льда в обоих источниках близки как по конфигурации, так и по значениям толщины льда. Данные о толщине льда в узлах расчетной сетки уточнялись по информации ледовых карт в стандартном векторном формате SIGRID-3.

Для прогнозов в Каспийском и Охотском морях в зимний сезон 2023/2024 гг. выполнено сравнение значений толщины льда на 7 и 14-й день прогноза с измеренной толщиной на морских береговых станциях Большой Пешной в Каспийском море и на пяти станциях в Охотском море и по всему морю на основе информации ледовых карт в формате SIGRID-3.

Качество прогнозов толщины льда по станции Большой Пешной почти не зависит от заблаговременности. В Охотском море в среднем наименьшие ошибки прогнозов характерны для станции Большой Шантар, а наибольшие для станции Погиби, что частично связано с особенностями их физико-географического положения. Оправдываемость прогнозов толщины льда по всему Охотскому морю уменьшается с увеличением заблаговременности.

Список литературы

1. Вельтищев Н.Ф., Жупанов В.Д., Павлюков Ю.Б. Краткосрочный прогноз сильных осадков и ветра с помощью разрешающих конвекцию моделей WRF // Метеорология и гидрология. 2011. № 1. С. 5-18.
2. Вржжик А.Н. Среднесрочный прогноз ледовой обстановки Берингова моря // Известия ТИНРО. 2020. Т. 200, вып. 1. С. 131-140.
3. Жупанов В.Д., Нестеров Е.С. Прогноз толщины ледяного покрова в прибрежных областях Карского и Охотского морей // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2024. № 3 (393). С. 90-104.
4. Клячкин С.В., Гудкович З.М., Гузенко Р.Б., Май Р.И. Численная модель прогноза распределения льдов в юго-западной части Охотского моря заблаговременностью 1–5 суток // Труды Гидрометцентра России. 2015. Вып. 353. С. 63-87.
5. Нестеров Е.С., Жупанов В.Д., Федоренко А.В. Моделирование ледяного покрова Северного Каспия в экстремальные сезоны // Метеорология и гидрология. 2023. № 11. С. 89-100.
6. Нестеров Е.С., Жупанов В.Д., Федоренко А.В. Моделирование характеристик ледяного покрова Каспийского моря на основе модели CICE // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2022. № 1 (383). С. 57-70.
7. РД 52.27.759-2011 Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Часть III. Служба морских гидрологических прогнозов. 201 с.
8. РД 52.27.881-2019 Руководство по гидрометеорологическому обеспечению морской деятельности. 125 с.

9. Юлин А.В., Миронов Е.У., Шевелева Т.В., Павлова Е.А. Качество долгосрочных ледовых прогнозов для обеспечения морских операций в морях российской Арктики // Метеорология и гидрология. 2025. № 2. С. 88-99.

10. A vector archive format for sea ice charts // WMO/TD-No.1214.JCOMM Technical Report No. 24. WMO, 2004

11. CICE Documentation. 2024. <https://cice-consortium-cice.readthedocs.io/en/main/>
<https://zenodo.org/record/1205674>

12. Kacimi S., Kwok R. Arctic snow depth, ice thickness, and volume from ICESat-2 and CryoSat-2:2018–2021 // Geoph. Res. Let. 2022. DOI: 10.1029/2021GL097448

13. Landy J., Geoffrey J., Dawson G., Tsamados M. et al. A year-round satellite sea-ice thickness record from CryoSat-2 // Nature. 2022. Vol. 609. P. 517-522. <https://doi.org/10.1038/s41586-022-05058-5>.

14. Nesterov E.S., Zhupanov V.D., Fedorenko A.V. Modeling of the Caspian Sea ice on a seasonal scale // Research activities in Earth system modelling. Working Group on Numerical Experimentation. Report No. 52. WCRP Report No.4. WMO, Geneva, 2022. P. 8-05.

15. Schröder D., Feltham D., Tsamados M., Ridout A. et al. New insight from CryoSat-2 sea ice thickness for sea ice modelling // The Cryosphere. 2019. Vol. 13. P. 125-139.

16. User's Guide for the Advanced Research WRF (ARW) Modeling System Version 3.1, <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user>.

References

1. Vel'tishchev, N.F., Zhupanov, V.D., Pavlyukov, Y.B. Short-range forecast of heavy precipitation and strong wind using the convection-allowing WRF models. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2011, vol. 36, pp. 1-10. DOI: 10.3103/S1068373911010018.

2. Vrazhkin A.N. Mid-term forecast for the ice conditions in the Bering sea. *Izvestiya TINRO*, 2020, vol. 200, no. 1, pp. 131-140. DOI: 10.26428/1606-9919-2020-200-131-140 [in Russ.].

3. Jupanov V.D., Nesterov E.S. Forecast of ice cover thickness in coastal areas of the Kara and Okhotsk seas. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2024, vol. 393, no. 3, pp. 90-104 [in Russ.].

4. Klyachkin S.V., Gudkovich Z.M., Guzenko R.B., May R.I. Numerical model of the ice cover forecast in the south-western part of the Sea of Okhotsk with 1-5 days period in advance. *Trudy Gidromettsentra Rossii [Proceedings of the Hydrometcentre of Russia]*, 2015, vol. 353, pp. 63-87 [in Russ.].

5. Nesterov E.S., Zhupanov V.D., Fedorenko A.V. Modeling the Northern Caspian Sea Ice Cover in Extreme Seasons. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2023, vol. 48, no. 11, pp. 995-1004. DOI: 10.3103/S1068373923110079.

6. Nesterov E.S., Zhupanov V.D., Fedorenko A.V. Modeling the characteristics of the Caspian Sea ice cover based on the CICE model. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological Research and Forecasting]*, 2022, vol. 383, no. 1, pp. 57-70 [in Russ.].

7. RD 52.27.759-2011 Nastavlenie po sluzhbe prognozov. Razdel 3. Chast' III. Sluzhba morskikh gidrologicheskikh prognozov. 201 p. [in Russ.].

8. RD 52.27.881-2019 Rukovodstvo po gidrometeorologicheskomu obespecheniyu morskoy deyatel'nosti. 125 p. [in Russ.].

9. Yulin A.V., Mironov E.U., Sheveleva T.V., Pavlova E.A. Quality of Long-term Ice Forecasts to Support Marine Operations in the Russian Arctic Seas. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2025, vol. 50, no. 2. [in Russ.].

10. A vector archive format for sea ice charts. WMO/TD-No.1214. JCOMM Technical Report No. 24. WMO, 2004.

11. CICE Documentation. 2024. Available at: <https://cice-consortium-cice.readthedocs.io/en/main/> <https://zenodo.org/record/1205674>.

12. Kacimi S., Kwok R. Arctic snow depth, ice thickness, and volume from ICESat-2 and CryoSat-2:2018–2021. *Geoph. Res. Let.*, 2022. DOI: 10.1029/2021GL097448.

13. Landy J., Geoffrey J., Dawson G., Tsamados M. et al. A year-round satellite sea-ice thickness record from CryoSat-2. *Nature*, 2022, vol. 609, pp. 517-522. DOI: 10.1038/s41586-022-05058-5.

14. Nesterov E.S., Zhupanov V.D., Fedorenko A.V. Modeling of the Caspian Sea ice on a seasonal scale. *Research activities in Earth system modelling*. Working Group on Numerical Experimentation. Report No. 52. WCRP Report No.4, WMO, Geneva, 2022, pp. 8-05.

15. Schröder D., Feltham D., Tsamados M., Ridout A. et al. New insight from CryoSat-2 sea ice thickness for sea ice modeling. *The Cryosphere*, 2019, vol. 13, pp. 125-139.

16. User's Guide for the Advanced Research WRF (ARW) Modeling System Version 3.1, Available at: <http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/user>.

*Поступила 21.05.2025; одобрена после рецензирования 01.10.2025;
принята в печать 15.10.2025.*

*Submitted 21.05.2025; approved after reviewing 01.10.2025;
accepted for publication 15.10.2025.*

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2025-3-101-120>

УДК 551.465.53

Изменчивость суммарных течений в Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском морях по результатам буйковых наблюдений

А.Ю. Ипатов, С.Б. Кузьмин

*Арктический и антарктический научно-исследовательский
институт, Санкт-Петербург, Россия
ipatov@aari.ru, kuzmin@aari.ru*

Представлены результаты статистического анализа данных измерений параметров приповерхностных течений, выполненных на 690 автономных и притопленных буйковых станциях в 1956–2015 гг. в экспедициях ААНИИ в арктических морях. Изменчивость течений анализировалась отдельно в открытых акваториях и в проливах. Для анализа данных применён статистический метод векторно-алгебраического анализа. Рассчитаны простые статистические характеристик изменчивости течений: среднее, медиана, в некоторых случаях выделены максимум, минимум и коэффициенты асимметрии и эксцесса. Получены количественные оценки дисперсии суммарных (измеренных) течений, их пространственной однородности и направленности изменчивости. Установлена неравномерность параметров течений в различных слоях от поверхности до 25 метров: повышение изменчивости скорости течений от поверхности к слою 10–20 м с последующим понижением с глубиной. Линейная связанность течений понижается, начиная с горизонтов 10(12) – 25 м. Уменьшение изменчивости скорости течений с глубиной сопровождается повышением их пространственной упорядоченности, выраженной в понижении анизотропности дисперсии (в сжатии эллипса дисперсии). Возрастание изменчивости течений с глубиной характерно для измерений, выполненных подо льдом. Показана связь с рельефом дна и с ареалами распространения речных вод в летний период. Полученные результаты сравниваются с результатами других авторов в южных морях (Чёрное, Средиземное, Каспийское).

Ключевые слова: векторно-алгебраический анализ, буйковые станции, изменчивость суммарных течений, статистические характеристики, тензор дисперсии

Variability of total currents in the Kara, Laptev, East-Siberian, and Chukchi seas as a result of mooring data analysis

A.Yu. Ipatov, S.B. Kuzmin

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

The results of the statistical analysis of data on the parameters of near-surface currents performed at 690 autonomous and submerged buoy stations in 1956–2015 during the expeditions of the Arctic and Antarctic research Institute in the Arctic seas are presented. The variability of currents was analyzed separately in open water areas and straits. The statistical method of vector-algebraic analysis was applied for the data analysis. Simple statistical characteristics of the variability of currents were calculated: the mean, the median, and, in some cases, the maximum, the minimum, skewness, and kurtosis. Quantitative estimates of the variance of total (measured) currents, their spatial homogeneity, and the direction of variability were obtained. Unevenness of the parameters of currents in different layers from the surface to the depth of 25 m was established: an increase in the variability of the velocity of currents from the surface to the 10–20 m layer followed by a decrease with depth. The linear connectivity of currents decreases from the horizons of 10(12)–25 m. A decrease in the variability of the velocity of currents with depth is accompanied by an increase in their spatial orderliness expressed in a decrease in the anisotropy of variance (in the compression of the variance ellipse). An increase in the variability of currents with depth is characteristic of measurements performed under ice. The relationship with bottom terrain and the areas of distribution of river water in summer is shown. The results of the study are compared with the results for other seas (the Black, Mediterranean, and Caspian seas).

Keywords: vector-algebraic analysis, buoy stations, variability of total currents, static characteristics, variance tensor

Введение

В настоящей работе исследуется изменчивость суммарных (измеренных) течений на акватории большинства морей шельфа Российской Арктики на основе статистического анализа данных, полученных в ходе прямых измерений. Для описания изменчивости течений используются показатели, полученные методом векторно-алгебраического анализа, а также статистические оценки полученных величин.

Несмотря на значительный объем измерений в экспедициях ААНИИ, к настоящему времени отсутствуют публикации, в которых были бы приведены сравниваемые между собой оценки изменчивости течений в арктических морях от Карского до Чукотского. При этом понятно, что изменчивость течений существенно зависит от региональных особенностей, таких как морфометрия и географическое положение места измерения ([15], разделы 1.1–1.3) при сравнении неединичных измерений. Также немногочисленны работы, в которых для морей оценивалась бы изменчивость течений с глубиной, сравнивалась изменчивость течений в прибрежных, открытых частях акваторий, проливах и заливах.

Объем и состав данных наблюдений позволили исследовать в основном процессы синоптического масштаба и мезомасштаба. Другим ограничением является отсутствие данных о вертикальном распределении плотности морской воды, синхронных с измерениями течений. При обобщении результатов расчётов значительное количество использованных в работе наблюдений обеспечило возможность использовать статистически обеспеченные оценки изменчивости скорости и направления течений как в целом для конкретного моря, так и для его отдельных акваторий.

Состояние вопроса

Первые работы, выполненные по данным прямых измерений в открытом океане и посвящённые изменчивости течений, появились в 1970–1980-х гг. Они были нацелены на определение преобладающих временных масштабов изменчивости течений в океане [3, 6, 14]. Работы, описывающие изменчивость течений в отдельных частях акваторий морей, появились несколько позднее. Для этого выделялись преобладающие временные масштабы изменчивости течений (также и при наличии нескольких лет наблюдений) и сравнивались статистические оценки параметров течений. Одной из ранних работ, выполненных по данным измерений течений в восточной части Чёрного моря, Азовском и Каспийском морях, является [15]. Для Чёрного моря и восточного Средиземноморья это работы В.Б. Титова, в которых представлены обобщённые данные нескольких серий прямых наблюдений в восточной [20, 22] и западной [20, 21] частях Чёрного моря и в восточном Средиземноморье [13]. Заслуживают упоминания также работы авторов, выполненные по данным измерений 2009–2012 гг. в прибрежной акватории Чёрного моря около г. Сочи [12] и Геленджика [10]. Для Каспийского моря аналогичные результаты представлены в работах [1, 23].

Для отдельных морей Российской Арктики и частей их акваторий следует упомянуть следующие научные работы Е.А. Захарчука: [8] (Чукотское море, 10 серий измерений 1990–1991 гг.), [9] (шельф моря Лаптевых, 1 серия измерений 2007 г.) и монографию [9] (Баренцево море, 13 серий измерений 1987–1988, 1991–1992 гг.; шельф моря Лаптевых, 3 серии измерений 1995–1996 гг.; Чукотское море и Берингов пролив, 10 серий измерений 1990–1991 гг.), а также статьи В.А. Рожкова с соавторами [17, 18] (Печорское море, 2 серии измерений, 2001–2003 гг.). В указанных работах акцент делался на выявлении преобладающих временных масштабов изменчивости скорости и направления течений. В контексте нашей работы интерес представляют [4] (Карское море, 6 серий измерений 2012–2013 гг.) и [11] (море Лаптевых, 48 летних и осенних серий измерений 1959–1961, 1967–1970, 1973, 1980 гг.).

Методики анализа данных

Поскольку течения являются векторными процессами, для получения статистических оценок их изменчивости использован аппарат векторно-алгебраического анализа [2]. Данный аппарат позволяет полноценно количественно описать изменчивость вектора совместно по скорости и направлению. При анализе измерений на парах горизонтов при нулевом сдвиге ковариационных функций можно говорить о «взаимной дисперсии» [16], изменчивости коллинеарных компонентов пары векторов, а также, в отличие от измерений на одном горизонте, и об изменчивости ортогональных компонентов векторов.

Вектор течения на горизонте 1 – $\vec{V}_1(u_1, v_1)$, где u – проекция вектора на ось X и v – проекция вектора скорости на ось Y. Аналогично на горизонте 2 – $\vec{V}_2(u_2, v_2)$. Тогда ковариационный тензор K представлен как (1). При максимальном сдвиге ковариационной функции $\tau = 0$ и одном векторе (автоковариационная функция), это будет тензор дисперсии.

$$K_{uv}(\tau) = \begin{pmatrix} K_{u1u2}(\tau) & K_{u1v2}(\tau) \\ K_{v1u2}(\tau) & K_{v1v2}(\tau) \end{pmatrix} \text{Equation.2,} \quad (1)$$

где $K_{u1u2}(\tau) = \frac{1}{T} \times \sum_{t=1}^{T-\tau} (u_1(t) - \bar{u}_1) \times (u_2(t + \tau) - \bar{u}_2)$; $\bar{u}_1 = \frac{1}{T} \times \sum_{t=1}^T u_1(t)$;
 $\tau = 0, 1, \dots, T - 1$.

Оценка изменчивости, дисперсии значений скорости – скаляр $I_1(0)$, линейный инвариант тензора дисперсии при нулевом сдвиге (2). В работе используем квадратный корень линейного инварианта $I_1(0)^{0.5}$, аналог среднеквадратичного отклонения. Для пар горизонтов 1 и 2 аналогичная оценка при $\tau = 0$ описывает взаимную дисперсию, обусловленную взаимной коллинеарной изменчивостью. Для сравнимости оценок (2), их значения нормируем на (3), трактуя как показатель коллинеарной взаимной дисперсии.

$$I_1^{12}(0) = K_{u1u2}(0) + K_{v1v2}(0), \quad (2)$$

$$\sqrt{I_1^{11}(0) \times I_1^{22}(0)} = \sqrt{(K_{u1u1}(0) + K_{v1v1}(0)) \times \sqrt{(K_{u2u2}(0) + K_{v2v2}(0))}}, \quad (3)$$

Используя (4), получим длину малой (λ_2) и большой (λ_1) полуосей (5) тензора дисперсии и показатель анизотропности χ , (6) — безразмерную оценку в пределах от 0 до 1, эксцентриситет тензора дисперсии. При $\chi \approx 0$ максимальная изменчивость имеет место в направлении большой полуоси, при $\chi \approx 1$, течения изменяют свою скорость во всех направлениях примерно одинаково.

$$I_2^{12}(0) = K_{u1u2}(0) \times K_{v1v2}(0) - \frac{1}{4} \times (K_{u1v2}(0) + K_{v1u2}(0)), \quad (4)$$

$$\lambda_{1,2} = \frac{1}{2} (I_1^{12}(0) \pm \sqrt{I_1^{12}(0) \times I_1^{12}(0) - 4 \times I_2^{12}(0)} \text{Equation.2,} \quad (5)$$

$$\chi = \frac{\lambda_2}{\lambda_1}. \quad (6)$$

Линейный инвариант (I_1) описывает общую изменчивость значений скорости. Показатель анизотропности χ описывает насколько течения изменчивы в толще воды по направлению, то есть рассеянию направлений изменчивости течений от основного направления течения — ориентации большой полуоси (λ_1). Последняя, оценка, обозначенная как α° (ориентация большой полуоси тензора дисперсии по направлению) в (7) находится в пределах от -90° до $+90^\circ$ и указывает на преобладающее направление, в котором изменяется скорость течений.

$$\alpha = \frac{1}{2} \times \arctg \left(\frac{K_{u1v2}(0) + K_{v1u2}(0)}{K_{u1u2}(0) - K_{v1v2}(0)} \right) \quad (7)$$

При применении данного математического аппарата к одному вектору индексы 1,2 в приведенных формулах заменяются на 1,1. Также в анализе взаимной изменчивости течений на паре горизонтов используется индикатор вращения тензора дисперсии (8).

$$D^{12}(0) = K_{u1v2}(0) - K_{v1u2}(0) \text{ Equation.2} \quad (8)$$

При сдвиге автоковариационной функции (1) $\tau = 0$, $D^{11}(0) = 0$ для взаимноковариационной функции $D^{12}(0) \neq 0$. Индикатор вращения описывает взаимную ортогональную изменчивость вектора. Нормируем его на (3), трактуя как показатель ортогональной взаимной дисперсии.

В качестве эксперимента для измерений на парах горизонтов рассчитаны вертикальные градиенты общей изменчивости скорости течения – $I_1(0)^{0.5}$ и вертикальные градиенты изменчивости течения по направлению χ . Вертикальная ось направлена вниз.

В том же ключе для пар горизонтов на одной буйковой станции (синхронные ряды) рассчитывался взаимноковариационный тензор, линейный инвариант (2) и индикатор вращения (8) которого при $\tau = 0$ взаимноковариаций нормировались, как показано выше. Тогда показатели «взаимной дисперсии» – коллинеарной и ортогональной, находятся в пределах от -1 до +1. Положительные значения коллинеарной взаимной дисперсии указывают на однонаправленную синхронную взаимную связь векторов, отрицательные — на противоположно направленную. Положительные значения ортогональной взаимной дисперсии указывают на преобладающее синхронное правое положение вектора 2 по отношению к вектору 1, отрицательные – напротив.

При анализе массивов полученных показателей изменчивости течений, являющихся скалярами, использовались их средние, экстремальные значения, медианы, коэффициенты асимметрии и эксцесса.

Использованные данные

База данных ГНЦ РФ «ААНИИ» по наблюдениям за течениями содержит массив результатов измерений на буйковых станциях за период с 1956 по 2015 год в морях Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском (рис. 1). База сформирована на основе экспедиционных данных по течениям, отобранных в фондах ААНИИ.

Для производства наблюдений за течениями использовались автономные буйковые станции (АБС) и притопленные буйковые станции (ПБС). Преобладают измерения, выполненные с помощью контактных измерителей БПВ и ЭСТ, значительно реже (1.8 % измерений от общего количества) – морской гидрологической вертушки и измерителя течений RCM-4 (0.9 %). В Чукотском море (1990 и 1995–1996 гг.) наблюдения выполнялись

контактным измерителем АЦИТТ (2,2 %). В 2005, 2006 и 2015 гг. в Чукотском и Карском морях измерения скорости и направления течения по слоям выполнялись с помощью акустических доплеровских профилографов течений acoustic Doppler current profiler (ADCP) (17,3 % измерений от общего количества).

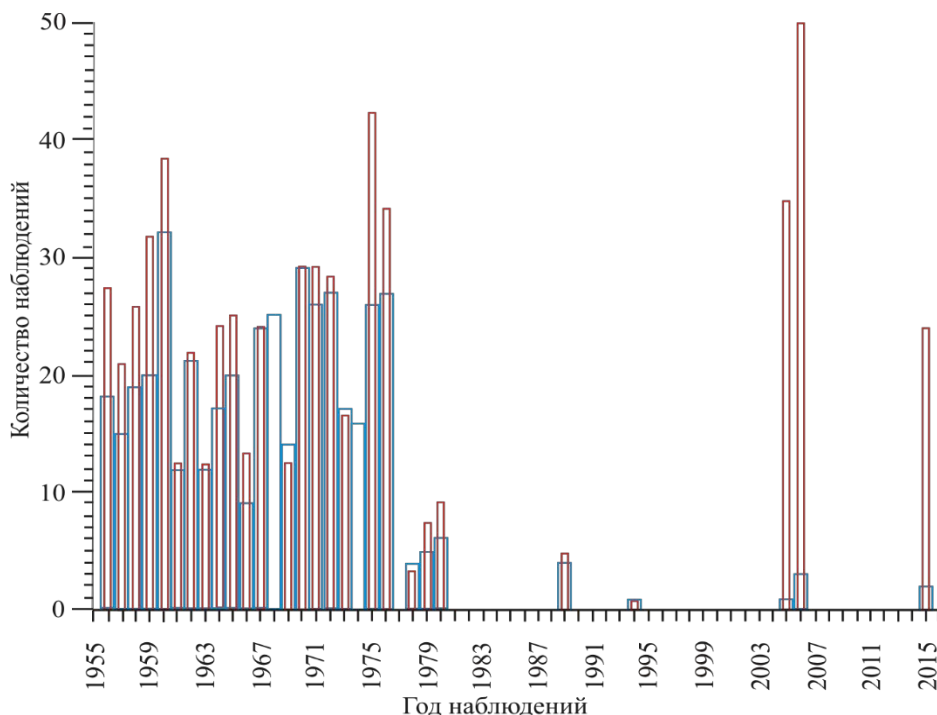


Рис. 1. Общее количество измерений – красные линии и точки наблюдения (буйковые станции) – синие линии, распределены по годам.

Fig. 1. The total number of recordings – red lines and observations points one (moorings) – blue lines by years.

Продолжительность анализируемых в данной работе реализаций – 127–9090 часов, данные приведены к дискретности 1 час. Средняя продолжительность рядов наблюдений в часах составила: Карское море – 998 часов, море Лаптевых – 529 часов, Восточно-Сибирское – 515 часов, Чукотское – 2508 часов. Без учёта данных измерений ADCP: Карское море – 513 часов, Чукотское море – 1116 часов. Наблюдения выполнялись преимущественно в теплое время года. В Карском море – 462 измерения (429 без измерений ADCP), в море Лаптевых – 85, в Восточно-Сибирском море – 56 (включая пр. Лонга) и в Чукотском море 156 (134 без измерений ADCP). При расчёте вертикальных градиентов изменчивости и взаимных корреляций использованы измерения, выполненные на 183 станциях.

Оценки изменчивости по морям и горизонтам измерений

Характеристика пространственной изменчивости течений в морях Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском представлена на рис. 2.

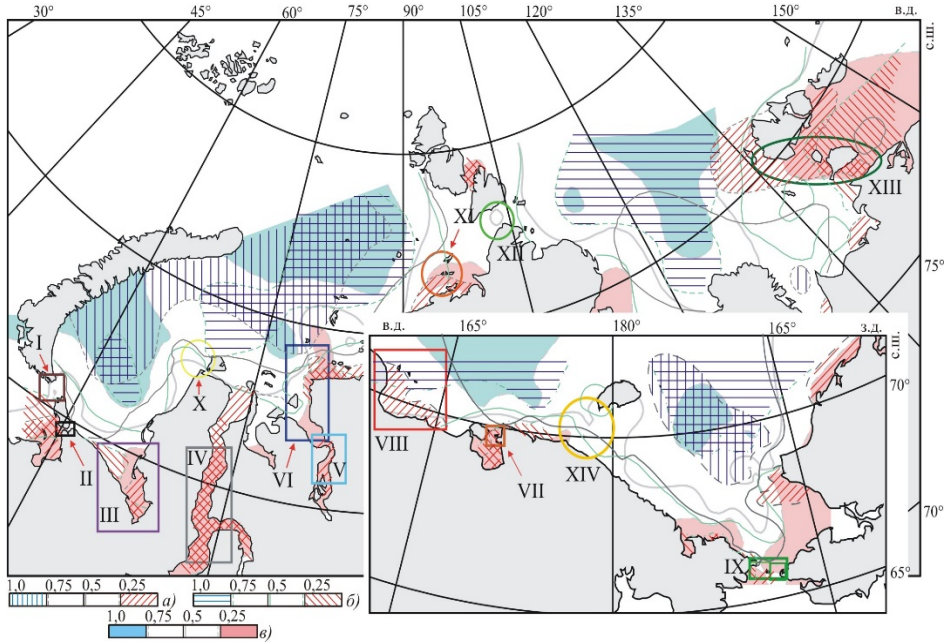


Рис. 2. Показатель анизотропности тензора дисперсии течений (χ) в морях Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском для горизонтов измерений 0–10 м (а), 10–20 м (б) и ниже 20 м (в). Римскими цифрами отмечено положение отдельных районов морей, название районов см. в табл. 1, 4.

Fig. 2. The anisotropy index of currents dispersions tensor (χ) distribution for Kara, Laptev, East-Siberian, Chukchi seas, related to recording levels 0–10 m (a), 10–20 m (b), deeper 20 m (v). Roman numerals indicate the location of individual sea areas, and the names of the areas are listed in Tables 1, 4.

Среднее, вычисленное по всем выборкам, значение общей изменчивости скорости характеристики ($I_1(0)^{0.5}$) составляет около 21,0 см/с, среднее значение изменчивости течений в толще воды по направлениям (χ) около 0,3 (безразмерная величина). Повышенные средние значения общей изменчивости скорости ($I_1(0)^{0.5}$) наблюдаются в Чукотском море. Наибольшие значения отмечаются в проливах: Беринговом, Югорский Шар, Дмитрия Лаптева, несколько ниже – в проливе Карские ворота (табл. 1). Максимальные абсолютные значения общей изменчивости скорости отмечены в поверхностном слое и в проливе Югорский Шар (78,56; 74,88 см/с). Наблюдения проводились в сентябре–октябре 1967, 1966 и 1965 годов.

Таблица 1. Средние (Me), медианы (Md), максимумы (Mx) и минимумы (Mn) для $I_1(0)^{0.5}$ и χ по горизонтам измерения (L) и районам морей.

Table 1. Mean (Me), median (Md), maxima (Mx) and minima (Mn) for $I_1(0)^{0.5}$ and χ estimations, related to recording levels (L) and seas regions.

Район	L	Средние (Me)		Медиана (Md)		Максимумы (Mx)		Минимумы (Mn)	
		$I_1(0)^{0.5}$	χ	$I_1(0)^{0.5}$	χ	$I_1(0)^{0.5}$	χ	$I_1(0)^{0.5}$	χ
	м	см/с	ед.	см/с	ед.	см/с	ед.	см/с	ед.
Карское море									
Все море	00->20 ¹	24,096	0,1730	20,996	0,3016	78,564	0,9297	2,596	0,0032
	00-10 ¹	22,234	0,2752	22,308	0,1944	78,564	0,9297	2,596	0,0032
	10-20 ¹	25,649	0,4508	22,660	0,4235	61,542	0,9607	5,869	0,0412
	>20 ¹	15,606	0,4142	13,603	0,3390	60,646	0,9796	4,399	0,0328
Карские ворота (I)	00->20	20,671	0,3877	19,890	0,3279	78,564	0,9297	2,596	0,0032
	00-10	21,844	0,3244	21,236	0,2870	78,564	0,9297	2,596	0,0032
	10-20	22,450	0,4451	21,127	0,3962	61,542	0,9607	5,869	0,0412
	>20	17,182	0,4426	15,983	0,4090	60,646	0,9796	4,399	0,0328
Югорский шар (II)	00-10	28,328	0,4262	28,972	0,4879	35,029	0,6130	20,054	0,2399
	10-20	30,450	0,3022	18,375	0,2912	38,937	0,3938	21,044	0,2525
	>20	18,194	0,3872	20,454	0,3240	28,730	0,8284	7,606	0,1264
Байдар. губа (III) ⁵	00-10	38,711	0,1722	32,804	0,0662	78,564	0,6238	19,126	0,0032
	10-20	29,684	0,2401	19,817	0,0773	61,542	0,6413	17,016	0,0412
	>20	35,104	0,1992	34,380	0,0860	60,646	0,5920	11,009	0,0328
Обская губа (IV)	00-10	20,210	0,2956	17,527	0,2560	30,299	0,7427	14,522	0,0664
	00-10 ¹	22,963	0,1488	23,046	0,1290	30,535	0,7427	14,522	0,0520
	10-20	19,848	0,3439	19,816	0,2540	36,464	0,6356	6,298	0,1218
Ен. залив (V) ⁶	00-10	12,836	0,2300	7,476	0,2060	41,165	0,6860	1,887	0,0140
	10-20	15,744	0,1012	9,974	0,0920	31,682	0,1780	7,451	0,0140
Западнее Диксона (VI)	00-10	22,562	0,2224	23,474	0,1616	33,222	0,7490	7,891	0,0320
	10-20	23,907	0,0775	25,368	0,0745	27,883	0,1540	15,113	0,0270
	>20	19,812	0,4019	18,503	0,3409	45,186	0,8303	3,682	0,0970
Открытая часть	00-10	22,483	0,3360	17,675	0,2117	55,796	0,8068	15,471	0,0520
	>20	15,641	0,4383	12,995	0,4720	28,880	0,8497	5,888	0,0430
	00-10	21,576	0,4273	22,548	0,3688	34,765	0,9297	2,596	0,0436
	10-20	22,134	0,6411	23,470	0,7244	37,197	0,9607	5,869	0,1499
	>20	20,812	0,6036	22,660	0,6880	37,197	0,9607	4,840	0,1230
Море Лаптевых	00->20	14,257	0,4316	12,624	0,3488	37,641	0,9796	4,399	0,0413
	00->20	22,229	0,4290	21,306	0,3916	100,0	0,9821	4,142	0,4340
	00-10	23,710	0,3296	21,614	0,2500	100,0	0,9644	5,531	0,0434
	10-20	20,528	0,5033	20,593	0,5055	38,981	0,9231	8,604	0,1012
	>20	21,634	0,5492	22,704	0,5640	36,954	0,9821	4,142	0,0466
Проливы ² (XIII)	00-10	27,450	0,2528	23,446	0,1434	100,0	0,9644	5,952	0,0434
	10-20	20,081	0,3489	17,771	0,3809	38,981	0,6311	8,604	0,1012
	00-10	19,067	0,4414	15,902	0,5212	46,042	0,9044	4,142	0,0483
Открытая часть	10-20	20,714	0,5676	20,884	0,5572	35,897	0,9231	9,521	0,1623
	>20	21,697	0,5853	22,704	0,6083	36,954	0,9821	4,142	0,0466

Восточно-Сибирское море

Восточно-Сибирское море									
Все море	00→>20	21,350	0,3945	22,455	0,3940	35,883	0,9403	3,037	0,0236
	00–10	19,437	0,2827	18,802	0,2434	34,706	0,7814	3,037	0,0236
	10–20	27,652	0,5632	26,734	0,5535	35,888	0,9203	19,229	0,2023
	>20	20,452	0,5100	20,028	0,5122	28,148	0,8010	5,649	0,0702
(VII) ³	00–10	27,032	0,1691	27,093	0,1406	34,361	0,2923	19,582	0,1030
(VIII) ⁴	00–10	17,986	0,2101	15,573	0,1529	27,098	0,7324	10,500	0,0236
Открытая часть	00–10	18,774	0,4015	19,742	0,3862	34,706	0,7814	3,037	0,0471
	10–20	27,652	0,5632	26,734	0,5535	35,888	0,9203	19,229	0,2023
	>20	20,525	0,5392	20,108	0,5320	28,148	0,8010	5,649	0,1839
Чукотское море									
Все море	00→>20	23,497	0,3480	21,930	0,2872	53,028	0,9117	1,030	0,0025
	00–10	24,195	0,3424	21,888	0,2784	53,028	0,9117	1,03	0,0025
	10–20	26,205	0,5042	25,493	0,5486	50,008	0,8713	15,335	0,0732
	>20	22,233	0,2959	18,757	0,2086	53,048	0,8333	6,034	0,0142
(IX) ⁷	00–10	29,316	0,2616	28,437	0,1421	53,028	0,9117	15,743	0,0471
	>20	23,814	0,1868	21,732	0,1367	53,048	0,7589	9,481	0,0142
(IX) ⁷ E	00–10	35,723	0,1775	34,759	0,1349	53,028	0,3477	21,288	0,0586
	>20	32,086	0,2499	32,332	0,1752	46,550	0,6959	18,303	0,0521
(IX) ⁷ W	00–10	27,086	0,2909	23,790	0,1421	45,652	0,9117	15,743	0,0471
	>20	22,310	0,1754	18,842	0,1342	53,048	0,7589	9,481	0,0142
Открытая часть	00–10	19,659	0,4139	19,224	0,3464	37,523	0,8713	1,030	0,0025
	10–20	25,212	0,5145	25,038	0,5556	41,142	0,8713	15,335	0,0732
	>20	20,514	0,3980	18,424	0,3411	41,140	0,8373	6,034	0,0241

Примечание. ¹ – включая данные измерений с помощью ADCP; ² – проливы Новосибирских островов; ³ – Чаунская губа; ⁴ – Колымский залив; ⁵ – Байдарцкая губа; ⁶ – Енисейский залив; ⁷ – Берингов пролив: E – восточная часть; W – западная часть пролива. Расположение районов приведено на рис. 2 и 3.

Для Восточно-Сибирского, Чукотского, Карского морей характерен рост средних значений и медиан показателей изменчивости от поверхностного слоя вниз к слою 10–20 м с последующим понижением на нижележащих горизонтах. В море Лаптевых имеет место обратная тенденция, при этом показатель изменчивости течений в толще воды по вертикали (χ) растёт с глубиной.

Для уточнения выявленной тенденции рассмотрим оценки изменчивости в более высоком разрешении по глубине без разделения по морям. В табл. 2 включены значения, вычисленные как по данным с использованием измерителей ADCP, так и при их исключении. По данным, представленным в табл. 2, общая изменчивость скорости течения имеет наибольшие значения в поверхностном слое 0–2 м и на горизонте 10–12 м (медианные значения $I_1(0)^{0.5}$ 26,6 и 24,6 см/с). Изменчивость течений в слоях 9–10 м по отношению к аналогичным величинам в слое 10–12 м примерно в 1,5 раза ниже при близких значениях $I_1(0)^{0.5}$. Считая возрастание изменчивости течений в слое 10–12 м вызванным размещением измерителей около пикноклина,

полагаем, что диссипация кинетической энергии на пикноклине происходит при потере упорядоченности линейного движения скорости. Это понижает интенсивность течений, то есть уменьшает их скорость в слое пикноклина и близко к нему.

Таблица 2. Средние, медианы, коэффициенты асимметрии (А) и эксцесса (Е) для $I_1(0)^{0.5}$ и χ , количество измерений (N, % к общему) по горизонтам измерения (L)

Table 2. Average, median, skewness (A) and excess (E) coefficients for $I_1(0)^{0.5}$ and χ , recordings number (N, % each number to total one) related to recording levels (L)

L	N	Средние (Me)		Медиана (Md)		Коэффициент				
						А		Е		
		$I_1(0)^{0.5}$	χ	$I_1(0)^{0.5}$	χ	$I_1(0)^{0.5}$	χ	$I_1(0)^{0.5}$	χ	
м	%	см/с	ед.	см/с	ед.	ед.	ед.	ед.	ед.	
С данными от ADCP										
00–02	1,495	24,096	0,1730	26,614	0,1205	-0,5256	2,6559	-0,8237	6,3906	
02–04	3,125	15,344	0,1965	15,306	0,1130	0,5522	2,2116	-0,4467	4,1299	
04–06	6,114	20,908	0,2854	20,584	0,1695	0,9522	1,0373	3,4496	-0,0766	
06–08	3,125	21,890	0,1857	20,915	0,1358	0,5272	2,1965	-0,8115	5,2482	
08–09	2,446	16,232	0,2423	17,489	0,2785	-0,2488	-0,1910	-0,9871	-0,7396	
09–10	24,728	24,216	0,3316	23,362	0,2877	1,4963	0,6483	5,6364	-0,4774	
10–12	14,402	25,059	0,5485	24,613	0,5708	0,8552	-0,2399	2,0672	-1,0120	
12–14	2,582	27,487	0,3979	21,216	0,3064	0,7402	0,3740	-0,8793	-1,3469	
14–16	3,940	23,052	0,3482	20,044	0,2882	1,1688	0,6126	0,6909	-0,7802	
16–20	3,804	20,499	0,3557	18,753	0,3170	0,5553	0,3967	-0,5264	-1,2205	
20–25	22,283	22,191	0,4087	20,028	0,3744	1,0038	0,2665	1,0882	-1,1528	
Без данных от ADCP										
00–02	0,951	24,681	0,2274	26,743	0,0983	-0,8439	1,2957	-0,4484	-0,0562	
02–04	2,694	11,207	0,2557	7,395	0,1910	1,7182	1,5147	2,0374	1,2228	
04–06	6,022	20,620	0,3403	19,690	0,2940	0,9810	0,6993	2,6796	-0,6509	
06–08	2,060	21,498	0,2146	17,865	0,1509	0,6320	1,5132	-1,1030	1,7397	
08–09	2,377	13,609	0,2648	16,765	0,2865	-0,3950	-0,6325	-1,0980	-0,1535	
09–10	28,526	24,288	0,3338	23,362	0,2926	1,5466	0,6311	5,7920	-0,4957	
10–12	16,165	24,972	0,5543	24,142	0,5758	1,0434	-0,2422	2,5068	-0,9876	
12–14	2,377	19,884	0,3163	17,399	0,1623	0,7560	1,0279	-0,4236	-0,2135	
14–16	3,803	19,582	0,3273	19,850	0,2472	0,3675	0,8483	1,1591	-0,5495	
16–20	3,645	17,830	0,3712	18,585	0,3279	0,3024	0,2232	-0,0291	-1,3556	
20–25	24,247	21,004	0,4347	19,405	0,4208	1,2566	0,2292	2,9847	-1,1510	

Известно, что интенсивность течений понижается с глубиной: в открытом океане [6] (понижение кинетической энергии с глубиной), на востоке Средиземного моря [13] и на северо-востоке [22] и западе [21] Черного моря. В Карском море [4] видим также устойчивое по значениям понижение изменчивости течений (линейный инвариант) с глубиной. К сожалению, приходится констатировать, что получение информации

о положении пикноклина при измерении течений является скорее исключением из общей практики. Сравним представленные величины изменчивости течений с аналогичными в работе [4] для северо-запада Карского моря. В этой работе авторы приводят значения величины общей изменчивости скорости $I_1(0)^{0.5}$, измеренные на буйковой станции ПАБС4, на горизонтах в слое 7,1–43,1 м равными 12,5–9,5 см/с, что значительно меньше показанных ниже в табл. 1 (20,92 см/с, 6–8 м и 20,03 см/с, 20–25 м) или ниже в табл. 5 (22,55 см/с) для открытой части Карского моря и слоя 0–10 м. Это объясняется годовым циклом измерений в [4], в то время как в нашей работе измерения выполнены преимущественно весной, летом и осенью. Значения $I_1(0)^{0.5}$ из [4] близки к нашим результатам, полученным в сентябре 1956 г. на горизонте 12 м (12,3 см/с) на ПБС, располагавшейся ближе всего к ПАБС4.

Более высокие значения коэффициента эксцесса общей изменчивости скорости в слое 9–12 м указывают на то, что более высокая изменчивость течений здесь преобладает по сравнению с прочими выделенными горизонтами. Некоторое возрастание изменчивости скорости течений в слоях 4–8 м, по-видимому, следует отнести к более высокой изменчивости на горизонтах, близких к пикноклину, по причине включения в анализ измерений, полученных в заливах и губах, где он расположен выше, чем в открытом море. Средняя глубина места для случаев постановки измерителей в слое 4–6 м составляет 16,9 м. Средние, медианы, экстремумы величины изменчивости $I_1(0)^{0.5}$ и χ , рассчитанные для акваторий исследуемых морей, см. в табл. 1. Наибольшая изменчивость течений отмечена в проливах: Югорский шар для всех горизонтов измерений, более низкие значения изменчивости течений имеют место в проливах Карские ворота (0–20 м), Беринговом (0–10 м), Дмитрия Лаптева, Санникова и Этерикан (0–10 м). Наиболее устойчивы по направлению течения в проливе Югорский шар – средние значения медиан величины изменчивости течений по направлению (χ) в толще пролива 0,076. Меньшая изменчивость течений по направлению характерна для мелководных заливов и проливов моря Лаптевых (средний горизонт постановки измерителя течений – 15,5 м), Обской губы (12,2 м) и Енисейского залива (18,3 м), Лонга (43,6 м) и не характерна для глубоководных проливов – Карские ворота (55,0 м) и Вилькицкого (143,3 м).

Течения в восточной части Берингова пролива по сравнению с его западной частью более изменчивы по скорости (в 1,3–1,4 раза). В среднем, по сравнению с открытыми частями морей, изменчивость скоростей течений в проливах выше в 1,36 раза, а устойчивость течений по направлению – выше в 1,7 раза. Среди рассматриваемых акваторий совокупно по скорости и направлению наименее изменчивы течения в Обской губе. Тенденция возрастания изменчивости скоростей течений в слое 10–20 м (9–14 м) характерна для открытых акваторий, а не для проливов, где в верхнем десятиметровом слое течения изменчивы по скорости и устойчивы по направлению. В открытых частях акватории на горизонтах измерения ниже 20 м

наблюдаются области более высокой изменчивости течений по скорости при относительно низкой изменчивости по направлению – севернее пос. Диксон; а области низкой изменчивости течений по направлению обнаружены в районе архипелага Норденшельда и на юго-западе моря Лаптевых (севернее о. Большой Бегичев), а также на востоке Чукотского моря. Последняя область ассоциируется с районом относительно стабильного переноса тихоокеанских вод в Чукотское море [7,24]. Области повышенной изменчивости течений по направлению (выделены голубым цветом на рис. 2) характерны для центральных частей акваторий. Аналогичная тенденция для Черного моря отмечена в [20], а для Ладожского озера приведена в [19].

Ориентация изменчивости течений

Направление изменчивости течений определяется ориентацией большой полуоси (БПО) тензора дисперсии течений (α°). На рис. 3 отрезками прямых приведены направления изменчивости течений для трех рассматриваемых диапазонов глубин.

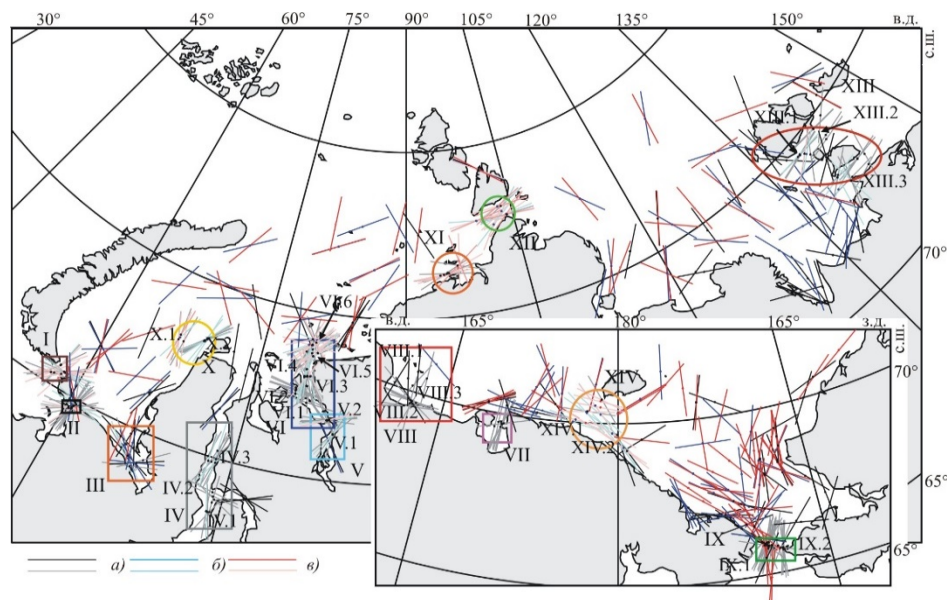


Рис. 3. Ориентация больших полуосей тензоров дисперсии течений (α°) в морях Карском, Лаптевых, Восточно-Сибирском и Чукотском для горизонтов измерений: 0–10 м (а); 10–20 м (б); свыше 20 м (в). Римскими цифрами отмечено положение отдельных районов морей, название районов в табл. 1, 4.

Fig. 3. Major semi-axis currents dispersion tensors directions (α°) for Kara, Laptev, East-Siberian, Chukchi seas, related to recording levels: 0–10 m (a); 10–20 m (б); deeper 20 m (в). Roman numerals indicate the location of individual sea areas, and the names of the areas are listed in Tables 1, 4.

Поскольку в выделяемых участках акваторий морей наблюдения проводились в соседних точках, отметим незначительные отличия между направлениями БПО тензора дисперсии для наблюдений, выполненных в различные годы. Наибольшие различия отмечены в западной части Берингова пролива (35°) на горизонтах в слое 0–10 м. В других акваториях значения меньше: 20–25° в проливах Карские ворота, Югорский Шар, Дмитрия Лаптева, западнее о. Белый, северо-западнее пос. Диксон; 10–20° в Обской и Чаунской губах, Енисейском заливе, проливе Санникова, около 10° в Колымском заливе и проливе Лонга, минимальные 6,2° в проливе Вилькицкого.

Ориентация изменчивости течений в заливах и проливах оказывается устойчивой от года к году: изменчивость течений ориентирована преимущественно параллельно естественным границам береговой линии в проливах и заливах. Некоторая согласованность между собой направлений изменчивости в открытых частях акваторий, выполненных в разные годы и в разные месяцы, может быть обусловлена преобладающим вкладом приливов в изменчивость наблюдаемых течений (рис. 3). Малые угловые разности между направлением результирующего вектора скорости течения и направлением преобладающей изменчивости при малых значениях показателя изменчивости по направлению (χ) могут указывать на квазистационарный характер движений и преобладающую изменчивость скорости течений в направлении преобладающей изменчивости.

Из всех наблюдений такие разности с углами менее 5° отмечены в 16,8 % случаев, а с углами менее 10° – в 32,4 % случаев. По выделенным горизонтам для отклонений менее 5° и 10° , соответственно: 0–10 м – 19,4 % и 36,2 %, 10–20 м – 12,2 % и 24,5 %, ниже 20 м – 16,5 % и 32,0 %. Таким образом, на горизонтах в слое 10–20 м разности с углами менее 5° и 10° встречаются наиболее редко. Такие случаи чаще всего имеют место в прибрежных областях, проливах и узкостях. Если рассматривать угловые разности ориентации между направлением результирующего вектора скорости течения и направлением преобладающей изменчивости между горизонтами наблюдений на буйковых станциях, то их повторяемость в пределах 5° составила 26,1 %, 5 – 10° – 20,35 %, 10 – 15° – 11,95 %, 15 – 20° – 23,45 %, 20 – 30° – 6,64 %, 30 – 50° – 6,19 %, 50 – 75° – 3,54%, свыше 75° – 1,77 %.

В процессе анализа дополнительно к описанным выше показателям изменчивости течений были рассчитаны также вертикальные градиенты изменчивости между слоями, средние и медианы вертикальных градиентов изменчивости течений между слоями и повторяемость абсолютных значений коллинеарной взаимной дисперсии и значений ортогональной взаимной дисперсии значения взаимных корреляций течений на соседних горизонтах (табл. 3–5).

Таблица 3. Средние (Me) и медианы (Md) для $I_1(0)^{0.5}$, χ ; и $I^{iv}(0)$, $D^{iv}(0)$, количество измерений (N% к общему) по горизонтам (L) измерений
Table 3. Average (Me) and median (Md) for $I_1(0)^{0.5}$, χ ; and $I^{iv}(0)$, $D^{iv}(0)$, recordings numbers (N% related to total one) by recordings levels (L)

L	N	Оценки взаимных корреляций				Вертикальные градиенты оценок				Примечания	
		$I^{iv}(0)$		$D^{iv}(0)$		$I_1(0)^{0.5}$		χ			
		Me	Md	Me	Md	Me	Md	Me	Md		
M	%	ед.	ед.	ед.	ед.	(см/с)/м	(см/с)/м	ед./м	ед./м	ед./м	
2-5	2,34	0,6479	0,8014	0,0696	0,0502	-1,0923	-0,6500	-0,0335	0,0020	0,0020	Все измерения в проливах и прибрежных районах
3-10	4,21	0,5410	0,4627	0,0838	0,0876	-0,0459	-0,0540	0,0019	0,0037	0,0019	Все измерения в проливах и прибрежных районах
2,8	0,5336	0,4080	0,0743	0,0691	0,0121	0,0232	0,0121	0,0088	0,0088	0,0121	Зимние измерения
5-8	2,34	0,8546	0,8543	0,1279	0,0456	-0,4621	-0,5500	0,0044	0,0060	0,0044	Все измерения в проливах и прибрежных районах
5-10	3,74	0,5437	0,4453	0,0929	0,0472	0,1266	0,2526	-0,0109	-0,0091	-0,0091	Летние измерения
2,34	0,6224	0,8602	0,0258	0,0258	0,2140	-0,1953	0,1544	-0,0078	-0,0091	-0,0091	Летние измерения
3,74	0,5697	0,4824	0,0823	0,0823	0,0746	-0,0248	-0,2226	0,0002	-0,0042	-0,0042	Все измерения в проливах и прибрежных районах
3,27	0,6044	0,5973	0,0826	0,0826	0,0690	-0,0833	-0,3248	-0,0003	-0,0074	-0,0074	Летние измерения
5-25	2,34	0,5048	0,5670	0,0696	0,0586	0,0110	-0,0803	-0,0054	-0,0089	-0,0089	Все измерения в проливах и прибрежных районах
10-15	8,41	0,5272	0,4974	0,0885	0,0878	-0,8718	-0,7620	0,0014	-0,0017	-0,0017	Летние измерения
2,80	0,6209	0,6167	0,0923	0,0923	0,1010	-0,5847	-0,6388	0,0009	-0,0075	-0,0075	Открытая часть морей летние измерения
4,21	0,6124	0,6346	0,0819	0,0819	0,0691	-0,2721	-0,1206	-0,0013	-0,0033	-0,0033	Все измерения
3,74	0,6437	0,7030	0,0732	0,0732	0,0643	-0,3168	-0,1273	-0,0054	-0,0063	-0,0063	Летние измерения
2,34	0,5110	0,4762	0,0894	0,0894	0,0820	-0,4920	-0,3624	-0,0072	-0,0081	-0,0081	Открытая часть морей летние измерения
29,91	0,3942	0,3977	0,1328	0,1328	0,1161	-0,2651	-0,3151	-0,0046	-0,0027	-0,0027	Все измерения
25,70	0,3647	0,3716	0,1249	0,1249	0,1056	-0,2541	-0,3151	-0,0048	-0,0023	-0,0023	Летние измерения
8,88	0,2007	0,1504	0,0883	0,0883	0,0998	-0,1728	-0,1885	-0,0052	-0,0020	-0,0020	Открытая часть морей летние измерения
3,74	0,3984	0,3538	0,0723	0,0723	0,0779	-0,8504	-0,6245	-0,0184	-0,0119	-0,0119	Все измерения открытая часть
2,80	0,4531	0,4276	0,0608	0,0608	0,0748	-0,7546	-0,4234	-0,0131	-0,0039	-0,0039	Летние измерения
23,83	0,3056	0,3232	0,0810	0,0810	0,0668	-0,3439	-0,2212	-0,0018	-0,0024	-0,0024	Летние измерения
12,67	0,2670	0,2461	0,0918	0,0918	0,0717	-0,2941	-0,2183	-0,0016	-0,0015	-0,0015	Открытая часть летние измерения
3,74	0,6246	0,7533	0,0905	0,0905	0,1021	-0,2558	-0,2708	0,0027	0,0011	0,0011	Все измерения в проливах и прибрежных районах
3,27	0,6697	0,7620	0,0942	0,0942	0,1027	-0,2824	-0,3577	0,0007	0,0010	0,0010	Летние измерения

Таблица 4 Средние значения вертикальных градиентов для $I_1(0)^{0.5}$ и χ между указанными горизонтами измерения L по районам морей.

Table 4 The average values of vertical gradients for $I_1(0)^{0.5}$ and χ between recording levels (L) by seas regions.

Море	Район	Горизонты измерений (L)	Кол-во измерений от всех	Средние значения оценок	
		м	%	$I_1(0)^{0.5}$	χ
				(см/с)/м	ед./м
Карское	пр. Карские ворота (I)	10–25	7,25	-0,7588	-0,0032
	пр. Югорский шар (II)	10–25	4,35	-0,7524	0,0027
	Байдарацкая губа (III)	10–15	4,35	-0,8078	0,0160
	Обская губа (IV)	3–10	8,70	0,0833	0,0020
	Обская губа (IV) ¹	3–10	7,25	0,1219	0,0037
	Енисейский залив (V)	5–10	4,35	-0,3166	-0,0041
	Западнее Диксона (VI) ²	10–15	4,35	-0,0627	-0,0122
	Западнее Диксона (VI) ³	10–14	4,35	-0,4440	-0,0158
			10–25	7,25	-0,3556
Восточно-Сибирское		12–20	5,80	-0,6422	-0,0045
	пр. Вилькицкого (XII)	12–25	5,80	-0,1739	0,0010
	пролив Лонга (XIV)	10–25	5,80	-0,0636	0,0013
Чукотское		12–25	8,70	-0,1660	-0,0087
	Берингов пролив (IX)	10–20	24,64	-0,1290	-0,0069
		>20	4,35	-0,3710	0,0018

Примечание. ¹ – только зимние измерения; ² – южная часть района: пролив Овчина между о. Сибирякова и материком (VI.4); ³ – мористая часть (северо-западнее пос. Диксон) (VI.5). Количество измерений (%) отнесено к общему количеству измерений градиентов оценок в данных районах.

Заключение

Для исследованных морей и отдельных частей их акваторий получены количественные оценки: дисперсии суммарных (измеренных) течений, их пространственной однородности (эксцентриситет тензора дисперсии) и направленности изменчивости.

Установлено усиление изменчивости скорости течений от поверхности к слою 10–20 м (9–14 м) с последующим понижением с глубиной. Линейная связанность течений (коллинеарная взаимная дисперсия) понижается начиная с горизонтов 10 (12) – 25 м. Уменьшение изменчивости скорости течений с глубиной сопровождается повышением пространственной упорядоченности, выраженной в понижении значений показателя анизотропности (то есть в сжатии эллипса дисперсии) в 59,4 % случаев. Обратная тенденция имеет место в 38,2 % случаев.

Таблица 5. Повторяемость (%) абсолютных значений коллинеарной взаимной дисперсии $I^{uv}_1(0)$ и значений ортогональной взаимной дисперсии $D^{uv}(0)$
Table 5. Probability (%) of collinear intercorrelation tensor estimations absolute values $I^{uv}_1(0)$ and orthogonal intercorrelation tensor ones $D^{uv}(0)$ for zero time shift

Море / часть акватории	Линейный инвариант взаимокорреляционного тензора $I^{uv}_1(0)$									
	<0,1	0,1-0,2	0,2-0,3	0,3-0,4	0,4-0,5	0,5-0,6	0,6-0,7	0,7-0,8	0,8-0,9	>0,9
Карское ¹	12,06	16,31	9,22	11,35	15,60	9,22	4,96	7,80	7,80	5,67
Карское	13,08	17,69	10,0	11,54	14,89	10,0	4,62	6,92	5,38	4,62
Лаптевых	0,0	5,26	10,52	15,79	26,32	21,05	5,26	5,26	10,52	0,0
Восточно-Сибирское	12,5	6,25	12,5	12,5	25,0	6,25	6,25	12,5	6,25	0,0
Чукотское	17,31	9,62	5,76	9,62	19,23	11,54	7,69	13,46	3,85	1,92
Заливы и губы ¹	2,77	8,33	8,33	11,11	8,33	5,56	5,56	16,67	16,67	16,67
(только летние)	0,0	10,71	7,14	10,71	3,57	3,57	7,14	17,86	21,43	17,86
Заливы и губы	3,7	11,11	11,11	14,81	7,40	7,40	7,40	14,81	7,40	14,81
(только летние)	0,0	15,79	10,53	15,79	0,0	5,26	10,53	15,79	10,53	15,79
Проливы	10,42	12,5	6,25	12,5	18,75	14,58	8,33	12,5	4,17	0,0
(только летние)	10,87	13,04	4,35	13,04	17,39	15,22	8,70	13,04	4,35	0,0
Проливы и узости	9,09	12,12	6,06	13,64	16,67	12,12	7,58	12,12	4,54	6,06
(только летние)	8,93	14,28	3,57	14,28	14,28	12,5	8,93	12,5	5,36	5,36
Около островов и прибрежные	11,29	8,06	6,45	4,83	27,42	9,68	9,68	8,06	11,29	3,22
Открытая часть	22,0	14,0	12,0	22,0	6,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Море / часть акватории	Индикатор вращения взаимокорреляционного тензора ($D^{uv}(0)$)									
	Отрицательные значения					Положительные значения				
	<0,4	0,4-0,3	0,3-0,2	0,2-0,1	0,1-0,0	0,0-0,1	0,1-0,2	0,2-0,3	0,3-0,4	>0,4
Карское ¹	0,7	1,42	2,13	17,02	21,28	36,9	14,18	5,67	0,0	0,7
Карское	0,74	1,48	2,22	17,78	22,22	34,09	14,81	5,92	0,0	0,74
Лаптевых	0,0	0,0	0,0	21,05	26,32	36,84	10,53	5,26	0,0	0,0
Восточно-Сибирское	0,0	0,0	0,0	0,0	6,25	43,75	37,5	6,25	6,25	0,0
Чукотское	0,0	1,85	0,0	3,7	20,37	36,56	18,26	6,52	1,3	0,86
Заливы и губы ¹	0,0	0,0	3,03	9,09	21,21	45,46	15,15	3,03	3,03	0,0
(только летние)	0,0	0,0	4,0	8,0	16,0	48,0	16,0	4,0	4,0	0,0
Заливы и губы	0,0	0,0	3,7	11,11	25,92	33,33	18,52	3,7	3,7	0,0
(только летние)	0,0	0,0	5,26	10,52	21,05	31,6	21,05	5,26	5,26	0,0
Проливы	1,96	1,96	0,0	5,88	17,65	37,26	13,72	15,69	3,92	1,96
(только летние)	0,0	2,04	0,0	6,12	16,33	38,78	14,28	16,33	4,08	2,04
Проливы и узости	1,41	1,41	0,0	7,04	19,72	38,03	14,08	12,68	4,22	1,41
(только летние)	0,0	1,69	0,0	6,78	16,95	40,67	15,25	13,59	3,38	1,69
Около островов и прибрежные	0,0	2,94	2,94	20,59	25,0	25,0	22,06	1,47	0,0	0,0
Открытая часть	0,0	0,0	0,0	11,32	24,53	45,28	16,98	1,89	0,0	0,0

Примечание. ¹ Включая измерения, выполненные с применением измерителей ADCP.

Возрастание изменчивости течений с глубиной характерно для измерений, выполненных подо льдом. Отмечено значительное (в 1,5 раза) превышение значений показателя анизотропности в слое 10–12 м по отношению к слою 9–10 м при близких значениях линейного инварианта.

Наибольшая изменчивость течений наблюдается в мелких проливах, максимальная – в проливе Югорский Шар. В среднем, изменчивость скоростей течений в проливах в 1,36 раза, а устойчивость течений по направлению в 1,7 выше, чем в открытых частях морей. Направления изменчивости течений преимущественно ориентированы вдоль естественных границ проливов относительно побережий. В открытых частях акваторий направления течений в разных слоях более согласованы между собой, несмотря на различия в годах наблюдений, возможно указанная тенденция определяется преобладающей приливной компонентой в структуре суммарного течения.

Отмечено повышение дисперсии скорости течений с глубиной в Чукотском море – над полузамкнутым понижением рельефа дна южнее острова Геральд и в акватории от Колючинской губы до мыса Дежнева, соответствует минимуму и максимуму значений среднего многолетнего содержания кремния в донных водах. Возможно, повышение дисперсии скорости течений с глубиной здесь совпадает с вертикальными движениями, вызывающими изменение содержания кремния в морской воде по сравнению с соседними участками акватории моря. В заключение подчеркнём, что полученные в работе оценки изменчивости параметров течений сравнимы с результатами, полученными по другим морям представленных в работах [3, 10, 12, 13, 19, 22].

Исследование проведено в рамках темы 1.5.3.3 ЦНТП Росгидромета и проекта 5.1.4, темы 053024 Росгидромета.

The research was funded within foundation 1.5.3.3 CSTP Roshydromet and project 5.1.4 foundation 053024 Roshydromet.

Список литературы

1. Амбросимов А.К. Пространственно-временная изменчивость характеристик течения в глубоководной части Среднего Каспия // Метеорология и гидрология. 2016. № 1. С. 60-77.
2. Бельшев А.П., Клеванцов Ю.П., Рожков В.А. Вероятностный анализ морских течений. Л.: Гидрометиздат, 1983. 264 с.
3. Бышев В.И., Чекотило К.А. Статистический анализ некоторых измерений скорости течений в Северной Атлантике // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1974. Том 10, № 3. С. 266-275.
4. Гудишников Ю.П., Нестеров А.В., Рожков В.А., Скутина Е.А. Изменчивость течений Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2018. Том 64, № 3. С. 241-248.
5. Доронин Ю.П. Региональная океанология. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 302 с.
6. Дроздов В.Н., Монин А.С., Ющина И.Г. Спектры течений ПОЛИМОДЕ // Доклады АН СССР. 1981. Том 258, № 2. С. 331-334.
7. Захарчук Е.А., Тихонова Н.А. Об интенсивности течений разных временных масштабов в Чукотском море и Беринговом проливе // Метеорология и гидрология. 2006. № 1. С. 76-85.

8. Захарчук Е.А., Сухачев В.Н., Тихонова Н.А. Статистическая структура течений синоптического масштаба в районе материкового склона моря Лаптевых и особенности их генерации под действием аномобарических сил // *Океанология*. 2016. Том 56, № 5. С. 683-700.
9. Захарчук Е.А. Синоптическая изменчивость уровня и течений в морях, омывающих северо-западное и арктическое побережье России. СПб.: Гидрометеоздат; 2008. 360 с.
10. Зацепин А.Г., Пиотух В.Б., Корж А.О., Куклева О.Н., Соловьев Д.М. Изменчивость поля течений в прибрежной зоне Черного моря по измерениям донной станции ADCP // *Океанология*. 2012. Том 52, № 5. С. 629-642.
11. Ипатов А.Ю. Особенности пространственного распределения изменчивости течений синоптического масштаба в море Лаптевых // Труды ААНИИ. 2003. Том 446. С. 185-192.
12. Короткина О.А., Завьялов П.О., Осадчиев А.А. Синоптическая изменчивость течений в прибрежной акватории г. Сочи // *Океанология*. 2014. Том 54, № 5. С. 581-593.
13. Кривошея В.Г., Титов В.Б., Москаленко Л.В., Удодов А.И., Якубенко В.Г., Абокора И., Борас К., Абосамра Ф. Циркуляция вод и изменчивость течений в восточном Средиземноморье между побережьем Сирии и о. Кипр в летний сезон // *Океанология*. 1997. Том 37, № 1. С. 27-34.
14. Монин А.С., Каменкович В.М., Корт В.Г. Изменчивость мирового океана. Л.: Гидрометеоздат, 1974. 261 с.
15. Овсянникова О.А. Некоторые закономерности изменчивости течений в морях без приливов // Труды ГОИН. 1974. Вып. 121. С. 78-84.
16. Рожков В.А. Теория вероятностей случайных событий, величин и функций с гидрометеорологическими примерами. Книга II. СПб.: Прогресс-Погода, 1996. 558 с.
17. Рожков В.А., Сухих Н.А. Изменчивость течений в Печорском море // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2016. Том 1, № 107. С. 84-95.
18. Рожков В.А., Сухих Н.А. Векторный дисперсионный анализ изменчивости течений в Печорском море // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2017. Том 1, № 111. С. 30-38.
19. Рожков В.А., Филатов Н.Н. О некоторых особенностях мезомасштабной и синоптической изменчивости морских течений // Труды ГГО. 1975. Вып. 364. С. 178-191.
20. Титов В.Б. Влияние конфигурации береговой линии на характеристики прибрежных течений // *Метеорология и гидрология*. 2007. № 8. С. 64-68.
21. Титов В.Б. Статистические характеристики и изменчивость течений на западном шельфе Черного моря // *Морской гидрофизический журнал*. 1991. № 2. С. 41-47.
22. Титов В.Б., Савин М.Т. Изменчивость придонных течений на северо-восточном шельфе Черного моря // *Океанология*. 1997. Том 37, № 1. С. 50-55.
23. Ghaffari P., Chegini V. Acoustic Doppler current profiler observations in the southern Caspian Sea: shelf currents and flow field off Ferodoonkenar Bay, Iran // *Ocean Science*. 2010. Vol. 6, no. 3. P. 737-748.
24. Woodgate R.A., Stafford K.M., Prahл F.G. A synthesis of year-round interdisciplinary mooring measurements in the Bering strait (1990-2014) and the RUSALCA years (2004-2011). // *Oceanography*. 2010. Vol. 28, no. 3. P. 46-67.

References

1. Ambrosimov A.K. Spatiotemporal variability of the flow in the deep part of the Central Caspian Sea. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2016, vol. 41, pp. 43-56. DOI: 10.3103/S1068373916010064.
2. Belyshev A.P., Klevantsov Yu.P., Rozhkov V.A. Veroyatnostnyy analiz morskikh techeniy [Probabilistic Analysis of Marine Currents]. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1983, 264 p. [in Russ.].
3. Byshev V.I., Chekotillo K.A. Statistical analysis of some speed data received in northern Atlantic. *Izvestiya AN SSSR. FAO [Izvestiya of the Academy of Sciences of the USSR. Atmospheric and Oceanic Physics]*, 1974, vol. 10, no. 3, pp. 266-275 [In Russ.].

4. Gudoshnikov Iu.P., Nesterov A.V., Rozhkov V.A., Skutina E.A. Currents variability of the Kara Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki [Arctic and Antarctic Research]*, 2018, vol. 64, no. 3, pp. 241-248 [In Russ.].

5. Doronin Yu.P. Regional'naya okeanologiya [Regional Oceanology]. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1986, 302 p. [in Russ.].

6. Drozdov V.N., Monin A.S., Iushchina I.G. Spektry techeniy POLIMODE [POLYMODE current spectra]. *Doklady AN SSSR [Proc. of the Academy of Sciences of the USSR]*, 1981, vol. 258, no. 2, pp. 331-334 [in Russ.].

7. Zakharchuk E.A., Tikhonova N.A. On the intensity of currents of different time scales in the Chukchi sea and Bering strait. *Meteorologiya i Gidrologiya [Russ. Meteorol. Hydrol.]*, 2006, no. 1, pp. 76-85 p. [in Russ.].

8. Zakharchuk E.A., Sukhachev V.N., Tikhonova N.A. The statistical structure of synoptic variability ocean currents at the continental slope of the Laptev Sea and features of their generation by anemobaric forces. *Oceanology*, 2016, vol. 56, no. 5, pp. 621-636. DOI: 10.1134/S0001437016050155.

9. Zakharchuki, E.A. Sinopticheskaya izmenchivost' urovnya i techeniy v moryah, omyvayushchih severo-zapadnoe i arkticheskogo poberezh'e Rossii [Synoptic Variability of Levels and Currents in the Seas Surrounding the North-Western and Arctic Coasts of Russia]. Saint Petersburg, Gidrometeoizdat publ., 200, 360 p. [in Russ.].

10. Zatselin A.G., Piotukh V.B., Korzh A.O., Kukleva O.N., Solov'ev D.M. Variability of currents in the coastal zone of the Black Sea from long-term measurements with a bottom mounted ADCP. *Oceanology*, 2012, vol. 52, no. 5, pp. 579-592. DOI: 10.1134/S0001437012050177.

11. Ipatov A.Yu. Osobennosti prostranstvennogo raspredeleniya izmenchivosti techeniy sinopticheskogo masshtaba v more Laptevyy [Features of the space distribution of variability synoptic scales currents in the Laptev Sea]. *Trudy AANII [Proc. of AARI]*, 2003, vol. 446, pp. 185-192 [in Russ.].

12. Korotkina O.A., Zav'ialov P.O., Osadchiev A.A. Synoptic variability of currents in the coastal waters of Sochi. *Oceanology*, 2014, vol. 54, no. 5, pp. 545-556. DOI: 10.1134/S0001437014040079.

13. Krivosheia V.G., Titov V.B., Moskalenko L.V., Udodov A.I., Iakubenko V.G., Abokora I., Boras K., Abosamra F. Cirkulyaciya vod i izmenchivost' techeniy v vostochnom Sredizemnomor'e mezhdru poberezh'em Sirii i o. Kipr v letniy sezon [Water circulation and currents variability in the eastern Mediterranean between coasts of Syria and Cyprus in summer. *Okeanologiya [Oceanology]*, 1997, vol. 37, no. 1, pp. 27-34 [in Russ.].

14. Monin A.S., Kamenkovich V.M., Kort V.G. Izmenchivost' mirovogo okeana [Variability of the World Ocean]. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1974, 261 p. [in Russ.].

15. Ovsianikova O.A. Nekotorye zakonomernosti izmenchivosti techeniy v moryah bez prilivov [Some regularities of the currents variability in non-tidal seas]. *Trudy GOIN*, 1974, vol. 121, pp. 78-84 [in Russ.].

16. Rozhkov V.A. Teoriya veroyatnostey sluchaynykh sobytii, velichin i funkciy s gidrometeorologicheskimi primerami. Kniga II. [Theory of Probabilities of Random Events, Quantities, and Functions with Hydrometeorological Examples. Book II]. Saint Petersburg, Progress-Pogoda, 1996, 558 p. [in Russ.].

17. Rozhkov V.A., Sukhikh N.A. Variability of currents in the Pechora Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki [Arctic and Antarctic Research]*, 2016, vol. 107, no. 1, pp. 84-95 [in Russ.].

18. Rozhkov V.A., Sukhikh N.A. Analysis of variance of sea currents variability in the Pechora Sea. *Problemy Arktiki i Antarktiki [Arctic and Antarctic Research]*, 2017, vol. 111, no. 1, pp. 30-38 [in Russ.].

19. Rozhkov V.A., Filatov N.N. O nekotorykh osobennostyakh mezomasshtabnoy i sinopticheskoy izmenchivosti morskikh techeniy [On some peculiarities of mesoscale and synoptical variability of sea currents]. *Trudy GGO [Proceedings of Voeikov Geophysical Observatory]*, 1975, vol 364, pp. 178-191 [in Russ.].

20. Titov V.B. Influence of shoreline configuration on characteristics of coastal currents. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2007, vol. 32, no. 8, pp. 520-523. DOI: 10.3103/S1068373907080079.

21. Titov V.B. Statisticheskie karakteristiki i izmenchivost' techeniy na zapadnom shel'fe Chernogo morya [Statistical characteristics and variability of currents over the western Black Sea]. *Morskoy gidrofizicheskiy zhurnal [Sea hydrophysical journal]*, 1991, no. 2, pp. 41-47 [in Russ.].
22. Titov V.B., Savin M.T. Variability of near-bottom currents on the northeastern Black Sea shelf. *Okeanologiya [Oceanology]*, 1997, vol. 37, no. 1, pp. 50-55 [in Russ.].
23. Ghaffari P., Chegini V. Acoustic Doppler current profiler observations in the southern Caspian Sea: shelf currents and flow field off Ferodoonkenar Bay, Iran. *Ocean Science*, 2010, vol. 6, no. 3, pp. 737-748.
24. Woodgate R.A., Stafford K.M., Prah F.G. A synthesis of year-round interdisciplinary mooring measurements in the Bering strait (1990-2014) and the RUSALCA years (2004-2011). *Oceanography*, 2010, vol. 28, no. 3(4), pp. 46-67.

*Поступила 01.09.2025; одобрена после рецензирования 01.10.2025;
принята в печать 15.10.2025.*

*Submitted 01.09.2025; approved after reviewing 01.10.2025;
accepted for publication 15.10.2025.*

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2025-3-121-131>

УДК 551.466.3

Групповая структура волн во время черноморского шторма 25–26 ноября 2023 г.

А.В. Гармашов, А.С. Запезалов

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

Анализируются изменения характеристик групповой структуры поверхностных волн во время экстремального шторма в Черном море 25–26 ноября 2023 года. Для анализа используются данные волновых измерений, которые проводились на стационарной океанографической платформе, расположенной около Южного берега Крыма. Расчет характеристик групповой структуры проводится в рамках двух процедур, в основе которых лежат преобразование Гильберта и функция SIWEH. Построен временной ход фактора групповитости и числа волн в группе. Временной ход параметров групповой структуры, рассчитанных в рамках двух процедур, подобен. На стадии развития шторма фактор групповитости и число волн в группе меняются незначительно, на стадии ослабления шторма значения указанных параметров уменьшаются. Во время шторма происходит значительный рост периодов доминантных волн, что приводит к увеличению длины группы.

Ключевые слова: морская поверхность, волны, групповая структура, шторм, Черное море

Group structure of waves during the Black Sea storm on November 25-26, 2023

A.V. Garmashov, A.S. Zapevalov

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

The paper analyzes changes in the characteristics of the group structure of surface waves during the extreme storm in the Black Sea on November 25-26, 2023. The analysis uses wave measurement data from a stationary oceanographic platform located near the southern coast of Crimea. The group structure characteristics are calculated using two procedures based on the Hilbert transform and the SIWEH function. The temporal variations in the group factor and the number of waves in a group are constructed. The temporal variations in the group structure parameters calculated within the two procedures are similar. At the storm development stage, the group factor and the number of waves in a group changed insignificantly. At the storm weakening stage, the values of the parameters decreased. During the storm, there was a significant increase in the periods of dominant waves, which led to an increase in the group length. *Keywords:* sea surface, waves, group structure, storm, Black Sea

Keywords: sea surface, waves, group structure, storm, Black Sea

Введение

Морские поверхностные волны являются случайным процессом, который описывается в рамках спектральных и стохастических моделей. Их важным свойством является групповая структура, выражающаяся в чередовании волн большой и малой высоты, которая наблюдается на всех стадиях развития волнового поля. Сгруппированные волны, как показывает численный анализ, оказывают более сильное воздействие на суда [19, 23], морские буровые платформы, прибрежные сооружения и волнорезы [21, 22], чем регулярные волны. Включение в модели вызванных группами волн эффектов переноса осадков важно для улучшенного описания эволюции профиля пляжа [2, 9, 10]. Существование групповой структуры также необходимо учитывать в задачах передачи энергии морских поверхностных волн земной коре [4, 5].

Анализируемые в настоящей работе данные получены во время экстремального шторма, который наблюдался в ноябре 2023 г. и оказал существенное воздействие на черноморское побережье Крыма. Волновые измерения проводились со стационарной океанографической платформы, расположенной у Южного берега Крыма. В центральной части моря высота волн превышала 9 м, вблизи платформы высота волн достигала 7.2 м. Подобные шторма имеют повторяемость 1 раз в 25 лет [1, 3].

В основе расчета параметров групповой структуры лежит процедура выделения волновой огибающей. Наиболее часто эта процедура реализуется с помощью преобразования Гильберта [7, 8, 16] и с помощью функции SIWEH (Smoothed Instantaneous Wave Energy History) [12]. Также для выделения волновой огибающей используются Марковские цепи [15] и вэйвлет-преобразования [17].

Основными характеристиками групп волн, используемыми в инженерных приложениях, являются фактор групповитости GF и длина группы GL . Безразмерный параметр GF описывает относительное изменение высот волн внутри группы, безразмерный параметр GL определяет среднее число волн в группе. Используемые разными авторами методы расчета этих параметров дают близкие, но не тождественные результаты [14]. В настоящей работе выделение волновой огибающей и расчет параметров GF и GL осуществляется в рамках двух процедур: с помощью преобразования Гильберта и с помощью функции SIWEH. Проводится сравнение параметров GF и GL , рассчитанных в рамках указанных процедур.

Целью работы является анализ изменения групповой структуры поверхностных волн во время экстремального черноморского шторма.

Данные и методы

Волновые измерения

Для анализа изменений групповой структуры поверхностных волн во время экстремального шторма использовались данные измерений, которые проводились на стационарной океанографической платформе Морского

гидрофизического института РАН, расположенной в Черном море у Южного берега Крыма. Расстояние от берега до платформы составляет ~600 м, глубина в том месте, где установлена платформа 28 м.

Использовались данные непрерывных волновых измерений, полученные в период 25–26 ноября 2023 г. Непрерывная запись волнения разбивалась на фрагменты длительностью 30 мин, для каждого из которых рассчитывались статистические характеристики волн. Измерения проводились струнным волнографом с дискретностью 0.25 с, ошибка измерений не превышала 1 см [13].

Описание групповой структуры

Фактор групповитости определен как [6]

$$GF = \sqrt{2}\sigma_G/\bar{G}, \quad (1)$$

где σ_G – стандартное отклонение огибающей от ее среднего значения \bar{G} . Большие значения GF соответствуют более выраженной групповой структуре, если GF стремится к нулю, то волновая огибающая вырождается в константу.

Существует несколько методов расчета длины группы. В частности, ее можно определить как отношении частот пиков спектров волновой огибающей и волнового спектра (спектра возвышений поверхности) [19, 23] или как отношение средних частот этих спектров [6]. Сложность применения указанных методов при анализе данных волновых измерений связана с тем, что спектр волновой огибающей, в отличие от волнового спектра, не является узкополосной функцией [7].

Использовались два метода расчета параметров групповой структуры. Первый метод основан на преобразовании Гильберта. Пусть возвышение поверхности в фиксированной точке $\eta(t)$, где t – время. Интегральное преобразование Гильберта представляет собой свертку двух функций $\eta(t)$ и $f(t)=1/t$:

$$H(\eta(t)) = \frac{1}{\pi} \text{v. p.} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\eta(u)}{t-u} du, \quad (2)$$

где *v. p.* означает главное значение интеграла по Коши. Ядро свертки $f(t)$ имеет сингулярность в точке $t=0$. С помощью преобразования (2) волновая огибающая определена как

$$G_H(t) = \sqrt{\eta^2(t) + (H(\eta(t)))^2}. \quad (3)$$

Далее, используя (2), согласно (1), с помощью волновой огибающей $G_H(t)$ рассчитывается фактор групповитости GF_H .

Также существует несколько определений длины группы волн. Здесь мы определим эту длину, используя метод волновой огибающей, как отношение двух характерных временных масштабов [23]

$$GL_H = T_H / T_W, \quad (4)$$

где T_H – среднее время между двумя последовательными пересечениями волновой огибающей $G_H(t)$ порогового уровня G_0 снизу вверх [14]; T_W – характерный период волн. Пороговый уровень G_0 зависит от значительной высоты волн H_S и равен $G_0 = 0.4H_S$ [11]. Характерный период волн можно определить как период доминантных волн

$$T_{W,p} = T_p = 1/f_p, \quad (5)$$

где f_p – частота пика волнового спектра. Соответственно, длину группы, определенную с помощью $T_{W,p}$, обозначим как $GL_{H,p}$.

В рамках второго метода при расчете параметров GF и GL вместо волновой огибающей используется функция SIWEN [12], заданная выражением:

$$E(t) = \frac{1}{T} \int_{-\infty}^{\infty} \eta^2(t + \tau) Q(\tau) d\tau, \quad (6)$$

где $Q(\tau)$ – окно Бартлетта; $T = 1/f_p$ период волн, соответствующих частоте спектрального волнового пика f_p . Фактор групповитости определяется как [20]

$$GF_E = \frac{1}{\langle E \rangle} \sqrt{\frac{1}{\tau} \int_0^{\tau} [E(t) - \bar{E}]^2 dt}, \quad (7)$$

где τ – длительность волнограммы; черта сверху означает осреднение.

С помощью функции SIWEN длина группы определяется аналогично (4):

$$GL_{E,p} = T_E / T_{W,p}, \quad (8)$$

где T_E – среднее время между двумя последовательными пересечениями функцией $E(t)$ порогового значения $E_0 = 0.08H_S^2$ снизу вверх [14].

Результаты

Изменения групповой структуры волн во время шторма

Изменения фактора групповитости и длины группы волн представлены на рис. 1. Чтобы определить, какой стадии шторма соответствуют параметры GF и GL , там же показаны изменения значительной высоты волн.

Максимальное значение $H_S = 3.7$ м достигается при $\tau = 41$ час. Здесь $\tau = 0$ соответствует моменту времени 0 часов 25 ноября 2023 года.

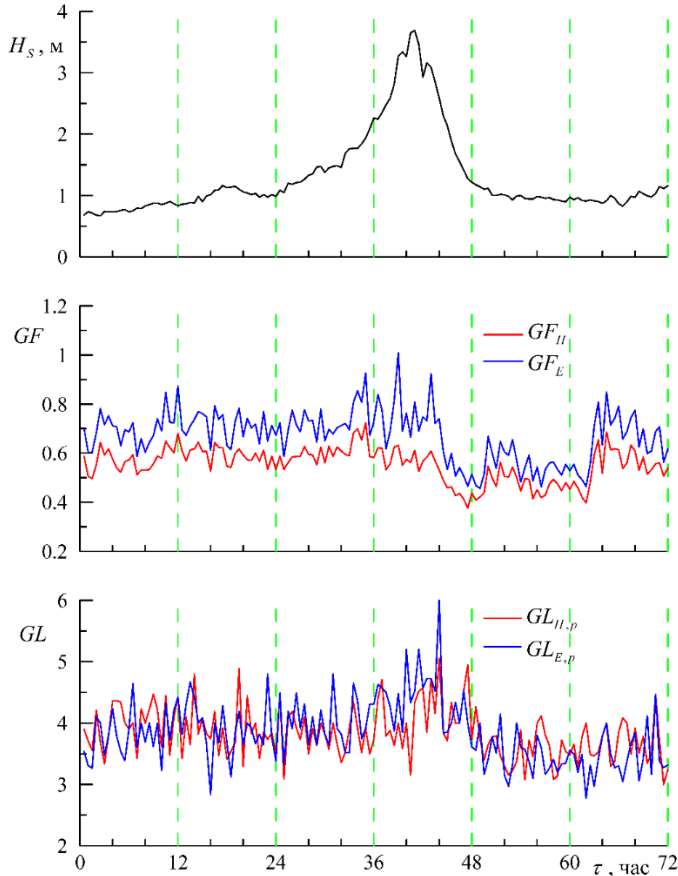


Рис. 1. Изменения во время шторма значительной высоты волн H_S , фактора групповитости GF и среднего числа волн в группе GL .

Fig. 1. Changes during a storm of significant wave height H_S , groupiness factor GF and average number of waves in a group GL .

Основные изменения групповой структуры происходят на стадии, когда значительная высота волн начинает уменьшаться. В это время происходит уменьшение фактора групповитости, а также уменьшается среднее число волн в группе.

Одной из характеристик, которая рассчитывается разными методами, что приводит к неоднозначности определения GL , является характерный период волн или соответствующая ему характерная частота. Наряду с входящим в выражения (4) и (8) характерным волновым периодом, который

соответствует частоте f_p , используется волновой период, соответствующий средней частоте спектра f_m . Средняя частота f_m определена с помощью спектральных моментов как [18]

$$f_m = m_1/m_0, \quad (9)$$

где $m_n = \int_0^\infty f^n Y(f) df$; n – порядок момента; $\Psi(f)$ – волновой спектр. Частота f_p чаще используется при построении моделей, частота f_m чаще используется при анализе данных волновых измерений. Длину группы волн, рассчитанную для $T_w = T_{w,m} = 1/f_m$, обозначим как $GL_{H,m}$ и $GL_{E,m}$ соответственно двум используемым здесь методам выделения волновой огибающей. Следствием асимметрии спектра возвышений поверхности является неравенство $f_p < f_m$, поэтому, как видно при сравнении рис. 1 и рис. 2, выполняются неравенства $GL_{H,m} > GL_{H,p}$ и $GL_{E,m} > GL_{E,p}$.

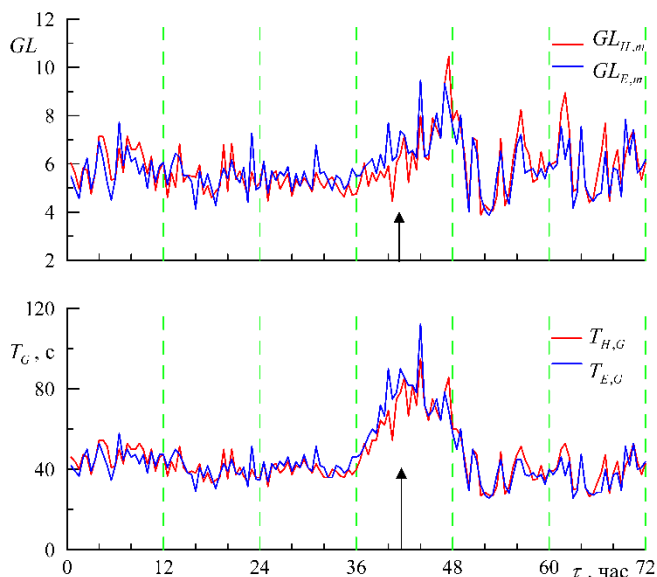


Рис. 2. Изменения среднего числа волн в группе GL рассчитанных для волновых периодов T_m , и физической длины (продолжительности) группы T_G . Стрелкой показан момент времени, когда значительная высота достигает максимума

Fig. 2. Changes in the average number of waves in the GL group calculated for wave periods T_m , and the physical length (duration) of the group T_G . The arrow shows the moment in time when a significant height reaches its maximum.

Среднее число волн в группе GL в анализируемый период меняется незначительно. Однако физическая длина группы T_G , определенная как время между двумя последовательными пересечениями волновой огибающей или функцией SIWEN заданного уровня, во время шторма существенно возрастает.

Изменения волновой огибающей на разных стадиях развития шторма показаны на рис. 3. Видно, что в период шторма длина огибающей значительно возрастает. Это вызвано увеличением периодов доминантных волн. Различие в форме волновых огибающих до и после шторма обусловлено тем, что после шторма на морской поверхности присутствовали две хорошо выраженные системы волн: ветровые волны и зыбь.

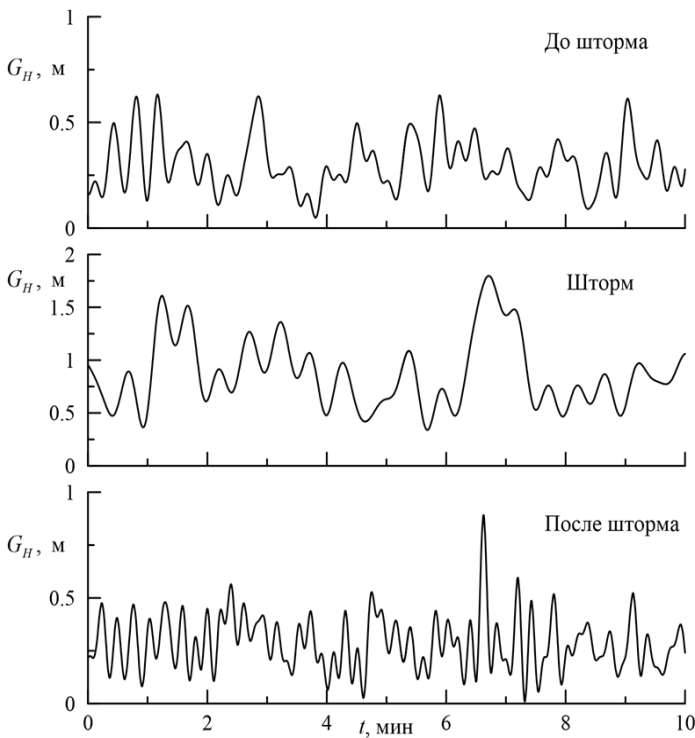


Рис. 3. Изменения волновой огибающей $G_H(t)$ на разных фазах развития шторма.

Fig. 3. Changes in the wave envelope $G_H(t)$ at different phases of storm development.

Сравним оценки параметров, характеризующих групповую структуру волн, которые получены в рамках двух используемых в настоящей работе методов. Между значениями GF_H и GF_E существует систематическое расхождение, $GF_H < GF_E$. Параметры GF_H и GF_E меняются подобным

образом, коэффициент корреляции между ними равен 0.93. Средние значения фактора групповитости $\overline{GF_H}$ и $\overline{GF_E}$, соответственно, равны 0.55 и 0.67. Средние значения параметров GL_H и GL_E практически совпадают, $\overline{GL_H}$ и $\overline{GL_E}$, соответственно, равны 3.84 и 3.85. Коэффициент корреляции между GL_H и GL_E равен 0.59.

Заключение

Представленный в настоящей работе анализ характеристик групповой структуры поверхностных волн основан на данных волновых измерений, полученных во время экстремального шторма в Черном море. Установлено, что на стадии развития шторма фактор групповитости GF и число волн в группе GL в среднем меняются незначительно, на стадии ослабления шторма значения этих параметров уменьшаются. Во время шторма происходит значительный рост периодов доминантных волн (волн, соответствующих частоте пика волнового спектра), который приводит к увеличению длины (длительности) группы.

Анализ проводился с использованием двух процедур расчета характеристик групп волн, в основе которых лежит преобразование Гильберта и функция SIWEN. Средние значения фактора групповитости $\overline{GF_H}$ ниже, чем значения $\overline{GF_E}$, и, соответственно, равны 0.55 и 0.67. Временной ход параметров GF_H и GF_E подобен, коэффициент корреляции между ними равен 0.93. Определенные в рамках двух процедур среднее число волн в группе и средняя длина (длительность) группы практически совпадают.

Работа выполнена в Морском гидрофизическом институте РАН в рамках государственного задания по теме: FNNN-2024-0014 "Фундаментальные исследования процессов взаимодействия в системе океан – атмосфера, формирующих изменчивость физического состояния морской среды на различных пространственно-временных масштабах".

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-2024-0014 "Fundamental studies of interaction processes in the sea – air system that form the physical state variability of the marine environment at various spatial and temporal scales".

Список литературы

1. Горячкин Ю.Н., Марков А.А., Фомин В.В. Воздействие шторма 26–27 ноября 2023 г. на побережье Крыма // Гидротехника. 2025. № 1. С. 32–40.
2. Дивинский Б.В., Косьян Р.Д. Взвешивание донных осадков в условиях нерегулярного поверхностного волнения // Океанология. 2019. Том 59, № 4. С. 533–543. DOI: 10.31857/S0030-1574594533-543.

3. Дулов В.А., Юровская М.В., Фомин В.В., Шокуров М.В., Юровский Ю.Ю., Барабанов В.С., Гармашов А.В. Экстремальный черноморский шторм в ноябре 2023 года // Морской гидрофизический журнал. 2024. Т. 40, № 2. С. 325-347.

4. Запелалов А.С. Влияние асимметрии и групповой структуры морских волн на генерацию инфразвука морской поверхностью // Морской гидрофизический журнал. 2023. Том 39, № 2. С. 177-188. DOI: 10.29039/0233-7584-2023-2-177-188

5. Запелалов А.С., Показеев К.В. Моделирование спектра инфразвукового гидроакустического излучения, генерируемого морской поверхностью в штормовых условиях // Акустический журнал. 2016. Том 62, № 5. С. 550-555. DOI: 10.7868/S0320791916050208.

6. Преснухин А.В. Групповая структура ветровых волн в Каспийском море // Литодинамика донной контактной зоны океана: Матер. межд. конф., посв. 100-летию со дня рождения профессора В.В. Лонгинова (14–17 сентября 2009, г. Москва). 2009. С. 31-33.

7. Соловьев Ю.П. Моделирование спектральных характеристик огибающей ветровых волн // Морской гидрофизический журнал. 1989. № 2. С. 27-34.

8. Якубов Ш.Х., Амбросимов А.К. Экспериментальное исследование взаимосвязи между групповой структурой волнения и высотой волн // Метеорология и гидрология. 2016. № 11. С. 60-67.

9. Baldock T.E., Alsina J., Caceres I., Vicinanza D., Contestabile P., Power H., Sanchez-Arcilla A. Large-scale experiments on beach profile evolution and surf and swash zone sediment transport induced by long waves, wave groups and random waves // Coast. Eng. 2011. Vol. 58. P. 214-227.

10. Cáceres I., Alsina J.M. Suspended sediment transport and beach dynamics induced by monochromatic conditions, long waves and wave groups // Coast. Eng. 2016. Vol. 108. P. 36-55. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2015.11.004

11. Dawson T.H., Kriebel D.L., Wallendorf L.A. Experimental study of wave groups in deep-water random waves // Appl. Ocean Res. 1991. Vol. 13, is. 3. P. 116-131.

12. Funke E.R., Mansard E.P.D. On the synthesis of realistic Sea States in a laboratory flume // Report LTR-HY-66 of the Division of Mechanical Engineering, National Research Council Canada. 1979.

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, № 3.1. P. 259-264. DOI: 10.5593/sgem2019/3.1/S12.034.

14. Huang W., Dong S. Statistical description of wave groups in three types of sea states // Ocean Engineering. 2021. Vol. 225. P. 108745. DOI: 10.1016/j.oceaneng.2021.108745.

15. Kimura A. Statistical properties of random wave groups // Proceedings of 17th International Conference on Coastal Engineering, Sydney, Australia, March 23–28, 1980. Vol. 3. P. 2955-2973.

16. Liu Y., Li S. Variation of wave groupiness across a Fringing Reef // Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering. 2018. Vol. 144, is. 6. P. 04018022. DOI: 10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000475.

17. Liu P.C. Wavelet Spectrum Analysis and Ocean Wind Waves // Wavelets in Geophysics. Wavelet in vol. 4. New York: Academic Press, 1994. P. 151-166.

18. Longuet-Higgins M.S. Statistical properties of wave groups in a random sea state // Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A. 1984. Vol. 312, is. 1521. P. 219-250. DOI: 10.1098/rsta.1984.0061.

19. Ma X.J., Sun Z.C., Zhang Z.M., Yang G.P., Zhou F. The effect of wave groupiness on a moored ship studied by numerical simulations // J. Hydrodyn. 2011. Vol. 23, no. 2. P. 145-153. DOI: 10.1016/S1001-6058(10)60098-4.

20. Mase H. Groupiness factor and wave height distribution // Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering. 1989. Vol. 115, no. 1. P. 105-121.

21. Medina J.R., Hudspeth R.T. A review of the analyses of ocean wave groups // Coast. Eng. 1990. Vol. 14, no. 6. P. 515-542.

22. Sun Z.C., Wang X.G., Liang S.X., Liu S.X., Liu S. Dynamic response analysis of DDMS platform subjected to actions of wave groups and current sources // J. Hydrodyn. Ser. Bull. 2011. Vol. 23, no. 6. P. 697-708.

23. Wang L., Tang Y., Zhang X., Zhang J. Studies on parametric roll motion of ship under wave group by numerical simulation // Ocean. Eng. 2018. Vol. 163. P. 391-399. DOI: 10.1016/j.oceaneng.2018.05.066.

References

1. Goryachkin Yu.N., Markov A.A., Fomin V.V. Vozdeystvie shtorma 26–27 noyabrya 2023 g. na poberezh'e Kryma [Impacts of the November 26–27, 2023 storm on the coast of Crimea]. *Gidrotehnika* [Hydrotechnika], 2025, no. 1, pp. 32–40 [in Russ.].

2. Divinsky B.V., Kosyan R.D. Bottom sediment suspension under irregular surface wave conditions. *Oceanology*, 2019, Vol. 59, no. 4, pp. 482–490. DOI: 10.1134/S0001437019040039

3. Dulov V.A., Yurovskaya M.V., Fomin V.V., Shokurov M.V., Yurovsky Yu.Yu., Barabanov V.S., Garmashov A.V. Extreme Black Sea storm in November, 2023. *Physical Oceanography*, 2024, vol. 31, no. 2, pp. 295–316.

4. Zapevalov A.S. Impact of the sea waves' skewness and group structure on the infrasound generation by the sea surface. *Physical Oceanography*, 2023, Vol. 30, no. 2, pp. 160–170. DOI:10.29039/1573-160X-2023-2-160-170.

5. Zapevalov A.S., Pokazeev K.V. Modeling the spectrum of infrasonic hydroacoustic radiation generated by the sea surface under storm conditions. *Acoustical Physics*, 2016, vol. 62, no 5, pp. 554–558. DOI: 10.1134/s1063771016050195.

6. Presnukhin A.V. Gruppovaya struktura vetrovyykh voln v Kaspiskom more [Group structure of wind waves in the Caspian sea] *Litodinamika donnoy kontaktnoy zony okeana*: Mater. mezhd. konf., posv. 100-letiyu so dnya rozhdeniya professora V.V. Longinova (14–17 sentyabrya 2009, g. Moskva) [*Lithodynamics of the bottom contact zone of the ocean*. Proceedings of the international conference dedicated to the 100th anniversary of the birth of Professor V.V. Longinov (September 14–17, 2009, Moscow)]. Moscow, GEOS publ., 2009, pp 31–33 [in Russ.].

7. Solov'yev Yu.P. Modelirovanie spektral'nykh harakteristik ogibayushchey vetrovyykh voln [Modeling of spectral characteristics of the wind wave envelope]. *Morskoy gidrofizicheskiy zhurnal*, 1989, no. 2, pp 27–34 [in Russ.].

8. Yakubov S.K., Ambrosimov A.K. Experimental study of the relationship between the wave groupiness and wave height. *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2016, vol. 41, no. 11–12, pp. 773–778. DOI: 10.3103/S1068373916110054.

9. Baldock T.E., Alsina J., Cáceres I., Vicinanza D., Contestabile P., Power H., Sanchez-Arcilla A. Large-scale experiments on beach profile evolution and surf and swash zone sediment transport induced by long waves, wave groups and random waves. *Coast. Eng.*, 2011, vol. 58, pp. 214–227.

10. Cáceres I., Alsina J.M. Suspended sediment transport and beach dynamics induced by monochromatic conditions, long waves and wave groups. *Coast. Eng.*, 2016, vol. 108, pp. 36–55. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2015.11.004.

11. Dawson T.H., Kriebel D.L., Wallendorf L.A. Experimental study of wave groups in deep-water random waves. *Appl. Ocean Res.*, 1991, vol. 13, no. 3, pp. 116–131.

12. Funke E.R., Mansard E.P.D. On the synthesis of realistic Sea States in a laboratory flume. Report LTR-HY-66 of the Division of Mechanical Engineering, National Research Council Canada. 1979.

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, pp. 259–264. DOI: 10.5593/sgem2019/3.1/S12.034.

14. Huang W., Dong S. Statistical description of wave groups in three types of sea states. *Ocean Engineering*, 2021, vol. 225, p. 108745. DOI: 10.1016/j.oceaneng.2021.108745.

15. Kimura A. Statistical properties of random wave groups. *Proceedings of 17th International Conference on Coastal Engineering*. Sydney, Australia, March 23–28, 1980, vol. 3, pp. 2955–2973.

16. Liu Y., Li S. Variation of wave groupiness across a Fringing Reef. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 2018, vol. 144, no. 6, p. 04018022. DOI: 10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000475.
17. Liu P.C. Wavelet Spectrum Analysis and Ocean Wind Waves. *Wavelets in Geophysics*, Wavelet in vol. 4. New York: Academic Press publ., 1994, pp. 151-166.
18. Longuet-Higgins M.S. Statistical properties of wave groups in a random sea state // *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A.*, 1984, vol. 312, no. 1521, pp. 219-250. DOI: 10.1098/rsta.1984.0061.
19. Ma X.J., Sun Z.C., Zhang Z.M., Yang G.P., Zhou F. The effect of wave groupiness on a moored ship studied by numerical simulations. *J. Hydrodyn.*, 2011, vol. 23, no. 2, pp. 145-153. DOI: 10.1016/S1001-6058(10)60098-4.
20. Mase H. Groupiness factor and wave height distribution. *Journal of Waterway. Port. Coastal and Ocean Engineering*, 1989, vol. 115, no. 1, pp. 105-121.
21. Medina J.R., Hudspeth R.T. A review of the analyses of ocean wave groups. *Coast. Eng.*, 1990, vol. 14, no. 6, pp. 515-542.
22. Sun Z.C., Wang X.G., Liang S.X., Liu S.X., Liu S. Dynamic response analysis of DDMS platform subjected to actions of wave groups and current sources. *J. Hydrodyn. Ser. Bull.*, 2011, vol. 23, no. 6, pp. 697-708.
23. Wang L., Tang Y., Zhang X., Zhang J. Studies on parametric roll motion of ship under wave group by numerical simulation. *Ocean. Eng.*, 2018, vol. 163, pp. 391-399. DOI: 10.1016/j.oceaneng.2018.05.066.

Поступила 08.09.2025; одобрена после рецензирования 01.10.2025;
принята в печать 15.10.2025.

Submitted 08.09.2025; approved after reviewing 01.10.2025;
accepted for publication 15.10.2025.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2025-3-132-145>

УДК 631.559:004.032.26:551.501.86

Оценка ожидаемой средней районной урожайности озимой пшеницы с использованием полносвязной нейронной сети

А.Д. Клещенко, О.В. Савицкая, Я.А. Вдовина

*Всероссийский научно-исследовательский институт
сельскохозяйственной метеорологии, г. Обнинск, Россия
cxm-dir@obninsk.ru*

Показана возможность использования глубоких нейронных сетей для оценки ожидаемой средней районной урожайности озимой пшеницы для территории Северо-Кавказского УГМС. Обучение нейронной сети выполнялось на наборе данных, включающих спутниковые индексы, метеорологические данные, а также временные ряды средней районной урожайности за период с 2012 по 2023 год. Проведен экспериментальный поиск оптимальных гиперпараметров нейронной сети, который позволил достичь баланса между точностью и обобщенностью модели. Проведен сравнительный анализ точности расчётов ожидаемой урожайности, полученных на основе нейронной сети, статистических регрессионных моделей и алгоритмов машинного обучения (дерево решений, случайный лес, линейная регрессия). Результаты анализа показали, что максимальная сходимость между фактической и рассчитанной урожайностями озимой пшеницы достигается с использованием нейронной сети. Полученные результаты демонстрируют перспективность нейросетевого подхода для оценки ожидаемой урожайности озимой пшеницы на основе комплексирования наземных и спутниковых данных.

Ключевые слова: урожайность, метеорологическая информация, индексы NDVI, VCI, VCNI, регрессия, нейронная сеть

Estimation of average regional expected winter wheat yield using a fully connected neural network

A.D. Kleshchenko, O.V. Savitskaya, Ya.A. Vdovina

*All-Russian Research Institute of Agricultural Meteorology, Obninsk, Russia
cxm-dir@obninsk.ru*

The possibility of using deep neural networks to estimate the winter wheat expected average district-level yield for the territory of the North Caucasus Hydrometeorological Service is shown. The neural network was trained on a dataset that included satellite indices and meteorological data, and historical series of average regional yields for the period from 2012 to 2023. An experimental search for optimal neural network hyperparameters was conducted which let achieve the balance between the model's accuracy and generalizability. A comparative analysis of the expected yield was conducted using a neural network, statistical regression models and machine learning algorithms (decision tree, random forest, linear regression). The results of the analysis showed that a more accurate convergence between actual and calculated winter wheat yields is achieved when using the neural network. The best results were obtained when using the neural network approach, ground-based and

satellite data integration. The obtained results demonstrate the potential of the neural network approach for assessing the expected yield of winter crops based on the integration of ground-based and satellite data.

Ключевые слова: crop yield, meteorological information, NDVI, VCI, VCNI, regression, neural network

Введение

В современном мире наблюдается стремительное развитие и широкое применение инструментов машинного обучения в самых разнообразных областях. Принципы, лежащие в основе наиболее передовых и эффективных моделей машинного обучения, были разработаны еще в середине прошлого века. Активное развитие машинного обучения началось примерно 10 лет назад. Это связано с накоплением значительных объемов информации за последние годы и с существенным повышением вычислительных мощностей, необходимых для обучения моделей.

Отличительной особенностью нейронной сети является ее способность к обучению на наблюдаемых примерах, с определением в процессе обучения вида функциональной зависимости. В 2006 году [12] была предложена концепция глубокого обучения, которая представляет собой процесс машинного обучения, направленный на формирование глубокой сетевой структуры. В основе глубоких нейронных сетей лежит концепция многослойности [7]. По мере углубления сети извлекаются более сложные характеристики, которые способствуют повышению точности результатов. Глубокое обучение находит свое применение в решении сложных и комплексных задач, и одним из ключевых условий успешного моделирования является наличие достаточно длинной выборки данных, включающей в себя тысячи наблюдений.

В последнее время методы машинного обучения, включая искусственные нейронные сети (НС), находят все большее применение при решении гидрометеорологических задач, в том числе агрометеорологических, в частности при прогнозировании урожайности сельскохозяйственных культур [14, 15]. Это связано с тем, что способность НС выявлять сложные многомерные нелинейные связи, особенно важна при анализе метеорологических данных, обусловленных разнообразием физических процессов в атмосфере и их сложным распределением в пространстве и во времени.

Цель настоящего исследования состояла в реализации нейросетевого подхода и анализе его применимости при оценке ожидаемой урожайности озимой пшеницы на основе интеграции наземной и спутниковой информации.

Подбор предикторов и подготовка обучающей выборки

Подготовка обучающей выборки НС является важным этапом создания модели. От качества подготовленных данных во многом зависит точность и эффективность разработанной НС. Основная задача этапа состоит

в формировании массива метеорологических и спутниковых параметров, влияющих на моделируемую переменную (урожайность).

В качестве спутниковой информации использовались данные со спектрорадиометра MODIS спутника Terra с пространственным разрешением 250 м, которые доступны на сервисе Vega-PRO (<http://pro-vega.ru>, ИКИ РАН). С помощью этого сервиса были получены в разрезе районов следующие спутниковые индексы: NDVI, VCI, VCNI. Эти спутниковые индексы доступны на сайте с учетом маски озимых и яровых культур. Наиболее широкое применение получил индекс NDVI, представляющий собой отношение разности сигналов в ближнем инфракрасном и красном диапазонах к их сумме. Индекс состояния растительности (VCI) [13] вычисляется на основе NDVI следующим образом:

$$VCI_j = \frac{NDVI_j - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \cdot 100\%, \quad (1)$$

где $NDVI_j$ – значение NDVI для даты j ; $NDVI_{\max}$ – значения максимальных NDVI внутри всего набора данных; $NDVI_{\min}$ – значение минимальных NDVI внутри всего набора данных

Индекс VCNI позволяет выявлять аномальные изменения в развитии сельскохозяйственных культур [2, 5] и рассчитывается по следующей формуле:

$$VCNI_j = \frac{NDVI_j - NDVI_{\text{сред.}}}{NDVI_{\text{сред.}}}, \quad (2)$$

где $VCNI_j$ – значение индекса для даты j ; $NDVI_j$ – значение NDVI для даты j ; $NDVI_{\text{сред.}}$ – среднее значение NDVI внутри всего набора данных.

В качестве наземной метеорологической информации использовались следующие параметры, полученные по данным наблюдений на гидрометеорологических станциях Росгидромета: средняя декадная температура воздуха (T), сумма осадков за декаду (P), среднедекадный дефицит влажности воздуха (D). Следует отметить, что неблагоприятные погодные условия особенно опасны при продолжительном воздействии на посевы, поэтому наряду с ежедекадными данными использовались следующие параметры, полученные за три декады: средняя температура воздуха за 3 декады (T_3), сумма осадков за 3 декады (P_3), средний дефицит влажности воздуха за 3 декады (D_3). Кроме того, использовался гидротермический коэффициент Селянинова (ГТК), характеризующий соотношение тепла и влаги:

$$ГТК_i = \frac{\sum R_{[i+(i-1)+(i-2)]}}{0,1 \cdot \sum T_{10^\circ C[i+(i-1)+(i-2)]}}, \quad (3)$$

где i – номер оцениваемой декады; $i-1$ – номер декады, предшествующей на одну декаду от оцениваемой; $i-2$ – номер декады, предшествующей на две декады от оцениваемой; $\sum R$ – сумма осадков, мм; $\sum T_{10^{\circ}\text{C}}$ – сумма температур воздуха 10°C и выше.

В качестве статистической информации использовались исторические ряды средних районных значений урожайности за период с 2012 по 2023 год. Для всех районов ряды урожайности доступны на сайте Федеральной службы государственной статистики в базе данных показателей муниципальных образований.

В ходе предварительного анализа данных было выявлено, что количество муниципальных районов существенно превышает количество гидрометеорологических станций в субъекте. В результате на уровне многих районов отмечается отсутствие метеорологических наблюдений. При этом предполагалось, что значения метеорологических параметров для местности, где расположена станция, отражают погодные условия в этом районе. Таким образом, возникла необходимость получения метеорологической информации для районов, где отсутствуют станции. Для этого использовался метод обратных взвешенных квадратов расстояний [4]. Идея метода заключается в том, что в процессе интерполяции более значимые веса присваиваются ближайшим точкам, при этом влияние каждой точки обратно пропорционально ее расстоянию. После того, как для всех районов была получена метеорологическая информация, осуществлялось формирование обучающей выборки для НС.

Для успешного обучения НС требуется обширная и репрезентативная выборка. При этом выборка должна охватывать самые разные «ситуации». Чем больше будет при обучении различных «ситуаций», в нашем случае состояний агрометеорологических условий, тем выше качество работы НС. Поэтому для увеличения объема выборки районы в пределах субъекта объединялись в один массив данных, также производилось объединение субъектов, входящих в состав Управления по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (УГМС), тем более что их агроклиматические условия достаточно близки. В процесс интеграции данных также были включены периоды наблюдений, охватывающие временной интервал с первой декады мая по первую декаду июня и учитывающий основные фазы развития пшеницы. Таким образом, был сформирован весьма длинный ряд данных, включающий более 5 тыс. наблюдений для Северо-Кавказского УГМС. Для обеспечения способности нейронной сети распознавать временные периоды (месяцы, декады) были введены дополнительные категориальные переменные. Напрямую категориальные переменные не могут быть использованы в нейронных сетях, поскольку НС работает с данными в числовом формате. Поэтому было выполнено преобразование категориальных переменных в числовой формат с помощью метода one-hot encoding (однократное кодирование).

Поскольку различные признаки имеют разные единицы измерения и диапазоны значений, для более стабильной и эффективной работы НС данные были приведены к одному масштабу. Для этого была выполнена

предварительная нормализация данных с использованием математического ожидания и среднеквадратичного отклонения, которая позволяет масштабировать числовые значения в указанном диапазоне. Этот процесс заключается в делении разницы между исходными данными и математическим ожиданием на величину среднеквадратичного отклонения по следующим формулам:

$$\mu = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i, \quad (4)$$

$$x = \frac{x_i - \mu}{\sigma}, \quad (5)$$

где μ – математическое ожидание; σ – среднеквадратичное отклонение; x_i – i -е значение показателя; x – новое нормализованное значение показателя.

В процессе анализа исключались параметры, характеризующиеся наличием мультиколлинеарности. Данная операция осуществлялась посредством предварительного расчета парных коэффициентов корреляции Пирсона между исследуемыми переменными. После выявления сильно коррелирующих пар признаков оставались те, которые имели большую корреляцию с урожайностью.

Структура и принцип работы полносвязных нейронных сетей

Полносвязная нейронная сеть представляет собой сеть, которая имеет несколько слоев, связанных между собой таким образом, что каждый нейрон слоя связан со всеми нейронами следующего слоя. Эти связи являются весовыми коэффициентами и настраиваются в процессе обучения. Сигнал передается от входного слоя к выходному без формирования обратных связей. На вход нейрону подается массив входных сигналов – это значения спутниковых и метеорологических параметров (в случае нейронов первого скрытого слоя) или выходные сигналы нейронов предыдущего слоя. Сигнал меняет свое значение в соответствии с весом.

$$z_h = \sum_{i=1}^n \omega_{ih} \cdot x_i, \quad (6)$$

где z_h – взвешенная линейная комбинация входных сигналов; n – число входных сигналов; ω_{ih} – веса для нейрона h ; x_i – входной сигнал;

В нейроне происходит расчет взвешенной суммы входных сигналов с учетом смещения b (bias). Затем к полученному результату применяется функция активации, которая вычисляет выходной сигнал нейрона для его последующей передачи на следующий слой:

$$y_h = f(z_h + b_h), \quad (7)$$

где y_h – выходной сигнал нейрона h ; $f()$ – функция активации; b_h – смещение.

Поскольку на основе спутниковых и метеорологических данных нужно спрогнозировать одно значение (урожайность), поэтому для реализации текущей задачи выходной слой содержит один нейрон, в котором не прибавляется смещение и не применяется функция активации.

Такая структура и принципы вычислений в НС способны моделировать сложные нелинейные связи между входными данными (спутниковые, метеорологические параметры) и целевой переменной (урожайность), что представляет собой основное преимущество НС.

Результаты исследования

При проектировании нейронной сети важным этапом является подбор оптимальных гиперпараметров. Гиперпараметры нейронной сети представляют собой настройки модели, которые устанавливаются до начала процесса обучения и определяют общую структуру модели и способ ее обучения. Гиперпараметры влияют на производительность и эффективность работы НС. Подбор оптимальных гиперпараметров позволяет минимизировать эффект переобучения и одновременно увеличить обобщающую способность модели на ранее неизвестных данных. Переобучение происходит, когда модель слишком сложна по сравнению с объемом доступных обучающих данных. Такая избыточная сложность способна приводить к эффекту запоминания моделью конкретных примеров из обучающей выборки, а не к формированию обобщенных закономерностей. Это, в свою очередь, ведет к высокой точности работы модели на обучающем наборе данных, однако существенно снижает ее эффективность при обработке новых, ранее неизвестных данных. Наоборот, недообучение происходит, когда во время обучения не удается установить достаточно точные взаимосвязи между предикторами и целевой переменной, и НС демонстрирует низкую точность предсказания даже на обучающем наборе данных [7].

Нейронные сети имеют несколько важных гиперпараметров, которые необходимо настроить: количество скрытых слоев, количество нейронов в каждом слое, функции активации, количество эпох, скорость обучения.

Скрытые слои являются промежуточными между входным и выходным слоями, и обрабатывают данные, применяя к ним нелинейные функции. Большее количество скрытых слоев и нейронов может улавливать более сложные взаимосвязи, но также увеличивает риск переобучения. Функция активации нейронов вносит нелинейность в модель. В качестве функции активации обычно используются различные нелинейные функции. В данном исследовании для поиска оптимальной функции активации использовались: гиперболический тангенс, логистическая функция и ReLU (Rectified Linear Unit) [7]. Количество эпох определяет, сколько раз алгоритм обучения будет обрабатывать весь набор обучающих данных. Каждая эпоха обучения формирует новое состояние весовых коэффициентов. С увеличением количества эпох, весовые коэффициенты НС изменяются

все большее количество раз. С каждым разом НС лучше адаптируется к данным. Однако при увеличении количества эпох, также возрастает риск переобучения. Скорость обучения является одним из важнейших гиперпараметров в процессе оптимизации НС. Она определяет величину каждого шага при поиске минимума ошибки.

На текущий день существует несколько популярных подходов к автоматизации подбора гиперпараметров: поиск по решетке [11], случайный поиск [9] и на основе байесовской оптимизации. В поиске по решетке выполняется полный перебор всех возможных комбинаций гиперпараметров из заданного диапазона. Однако этот поиск очень медленный, поскольку нужно перебрать все комбинации всех параметров, более того, перебор будет продолжаться даже в случае заведомо неудачных сочетаний. При случайном поиске параметры выбираются произвольно из набора данных. Этот подход работает быстрее, чем поиск по решетке, но не всегда обеспечивает нахождение оптимального решения и не защищает от перебора заведомо неудачных сочетаний.

В рамках данного научного исследования для автоматизации поиска наилучшей комбинации гиперпараметров использовался алгоритм Tree-structured Parzen Estimator (ТРЕ) [8]. Алгоритм ТРЕ разработан на основе байесовской оптимизации. ТРЕ интеллектуально исследует пространство поиска гиперпараметров и способен учиться на истории испытаний и направлять поиск в наиболее перспективные области пространства гиперпараметров, что приводит к более быстрой сходимости и повышению эффективности. Для оптимизации гиперпараметров использовалась библиотека с открытым исходным кодом Optuna [8], реализованная на языке Python. Поскольку конечной целью разработки нейронной сети является прогнозирование на основе новых входных данных, для подбора гиперпараметров выборка разделяется на обучающую и независимую тестовую. Нейронная сеть обучается на примерах обучающей выборки, после этого вычисляется критерий качества работы НС по тестовой выборке. Качество модели оценивалось на основе среднеквадратичной ошибки (MSE) между прогнозируемыми и фактическими значениями, которая применялась в качестве функции потерь:

$$\text{MSE} = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y}_i)^2, \quad (8)$$

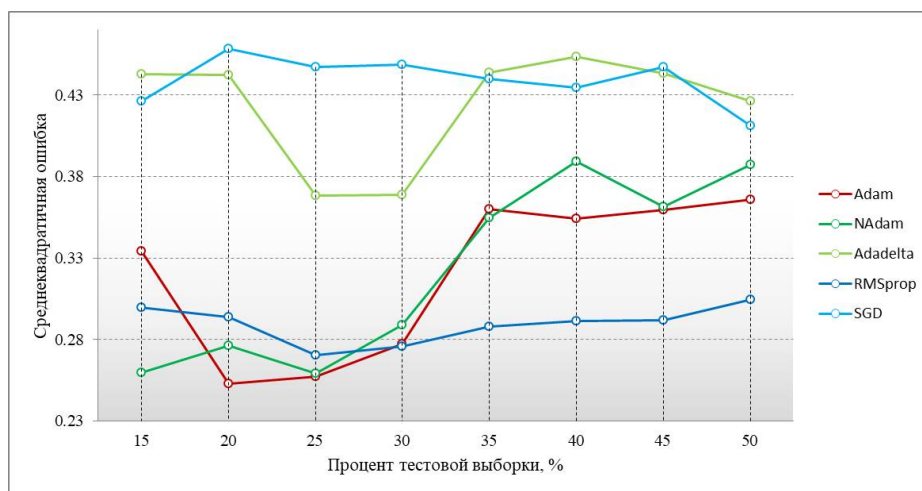
где n – количество наблюдений; y_i – фактическое значение переменной; \bar{y}_i – значение переменной, предсказанное моделью.

Таким образом, по итогам автоматизированного поиска были подобраны оптимальные гиперпараметры, которые обеспечивают наилучший баланс между точностью прогнозирования и обобщенностью модели. Для примера в табл. 1 представлены оптимальные гиперпараметры, подобранные для районов Северо-Кавказского УГМС.

Таблица 1. Оптимальные гиперпараметры нейронной сети, подобранные для районов Северо-Кавказского УГМС**Table 1.** Optimal neural network hyperparameters selected for the districts of the North Caucasus Department of Hydrometeorological Service

Гиперпараметр	Значения
Количество скрытых слоев	3
Количество нейронов в каждом скрытом слое	145, 145, 109
Функция активации для скрытых слоев	ReLU, ReLU, ReLU
Скорость обучения	0,0075
Количество эпох	600

Также при обучении НС подбирались различные оптимизаторы, предназначенные для минимизации функции потерь, что способствует повышению точности прогнозирования модели [3]. Существует большое количество оптимизаторов, наиболее эффективными при обучении НС показали себя следующие оптимизаторы: Adam (adaptive momentum), RMSprop (running mean square), Nadam (Nesterov-accelerated adaptive momentum), SGD (Stochastic gradient descent), AdaDelta (adaptive learning rate). На рис. 1 показана диаграмма изменения функции потерь в зависимости от указанных выше оптимизаторов и процентного соотношения обучающей и тестовой выборки для районов Северо-Кавказского УГМС.

**Рис. 1.** Изменения функции потерь в зависимости от различных оптимизаторов и процентного соотношения обучающей и тестовой выборки для районов Северо-Кавказского УГМС.**Fig. 1.** Changes in the loss function depending on different optimizers and the percentage ratio of training and test samples for the districts of the North Caucasus Department of Hydrometeorological Service.

Из рис. 1 видно, что наименьшая среднеквадратичная ошибка наблюдается при использовании оптимизатора Adam и при разделении выборки в соотношении 80 % для обучения и 20 % для тестирования.

Таким образом, была реализована глубокая нейронная сеть на Python с использованием библиотеки программного обеспечения с открытым исходным кодом PyTorch. На рис. 2 представлена схема полносвязной нейронной сети, которая была получена в рамках данного научного исследования. Формулы и обозначения представлены выше в разделе при описании структуры полносвязной нейронной сети.

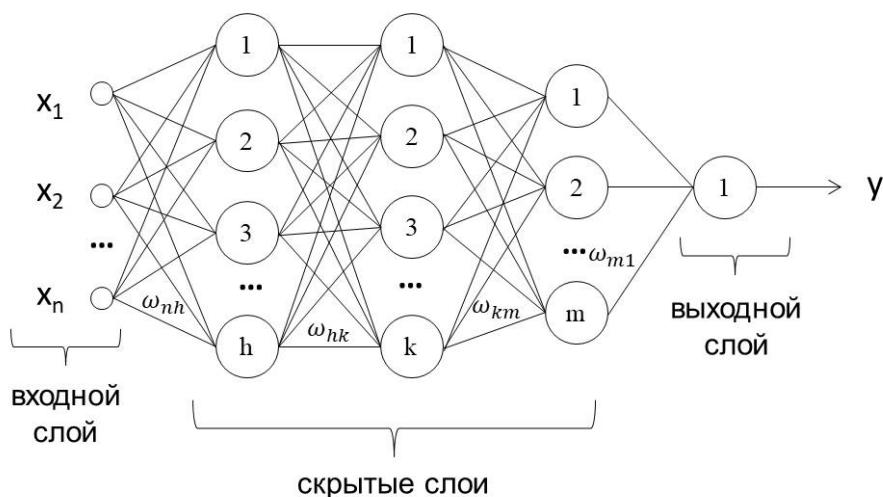


Рис. 2. Схема полносвязной нейронной сети.

Fig. 2. Fully connected neural network diagram.

С помощью разработанной нейронной сети рассчитывается ожидаемая средняя районная урожайность озимой пшеницы. На рис. 3 представлены графики плотности вероятности фактической и рассчитанной урожайностей озимой пшеницы для районов Северо-Кавказского УГМС.

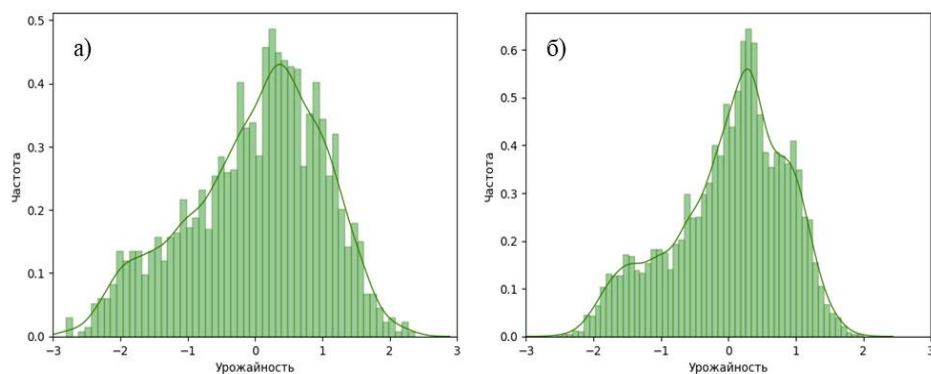


Рис. 3. Плотность вероятности фактической (а) и рассчитанной (б) урожайностей озимой пшеницы для районов Северо-Кавказского УГМС.

Fig. 3. Probability density of actual (a) and calculated (b) yields of winter wheat for the districts of the North Caucasus Department of Hydrometeorological Service.

Из графиков видно, что модель НС может достаточно достоверно сохранить распределительные свойства урожайности. Однако дисперсия рассчитанной урожайности меньше, что указывает на то, что расчет по модели НС более центрирован около среднего значения. При прогнозировании крайне важно учитывать экстремальные значения, которые определяют допустимые пределы урожайности. Как видно из графиков, НС удастся прогнозировать граничные значения, хотя и с меньшей частотой.

Было проведено сравнение рассчитанных значений урожайности, полученных с помощью разработанной нейронной сети и моделей машинного обучения на основе следующих алгоритмов: линейная регрессия (Linear Regression), дерево решений (Decision Tree [7]) и случайный лес (Random Forest [10, 7]). Примеры диаграмм рассеяния на тестовой выборке для районов Северо-Кавказского УГМС показаны на рис. 4.

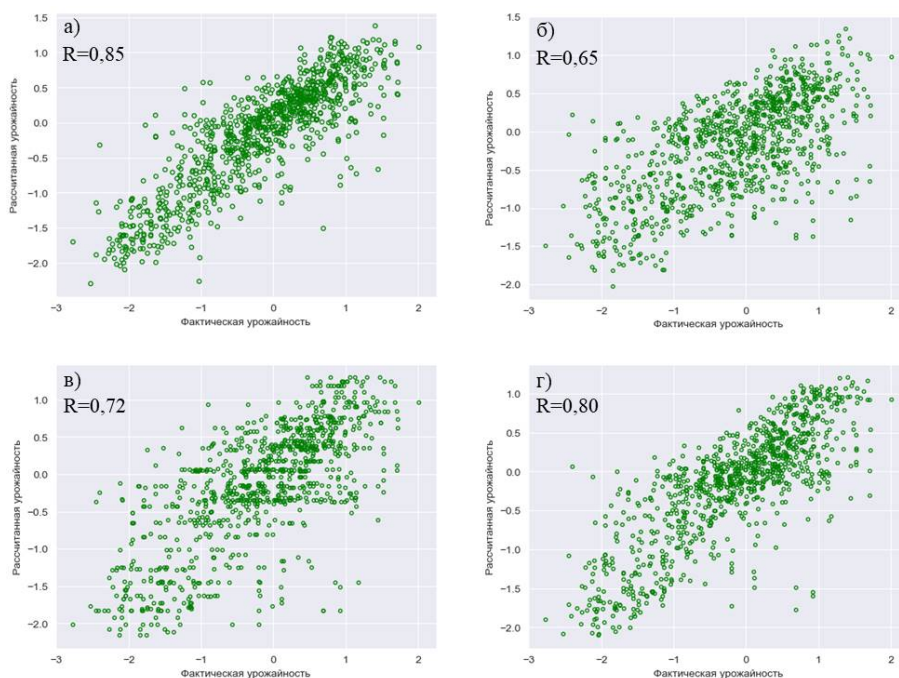


Рис. 4. Результаты моделирования урожайности озимой пшеницы для районов Северо-Кавказского УГМС на основе методов машинного обучения: нейронная сеть (а), линейная регрессия (б), дерево решений (в), случайный лес (г).

Fig. 4. Results of modeling winter wheat yield for the districts of the North Caucasus Department of Hydrometeorological Service based on machine learning methods: neural network (a), linear regression (б), decision tree (в), random forest (г).

Из рис. 4 видно, что наилучшая сходимость между рассчитанными и фактическими значениями урожайности озимой пшеницы наблюдается при использовании нейронной сети, коэффициент корреляции составляет 0,85.

Следует отметить, что в последние годы во ВНИИСХМ был разработан метод оценки ожидаемой урожайности по административным районам юга России с использованием регрессионных моделей [1]. Регрессионные уравнения были построены для каждой определенной группы районов, расположенной в пределах субъекта, при этом указанные модели формировались отдельно и для каждой временной декады исследуемого периода. Районы объединялись в группы на основе агроклиматического районирования территории, разработанной Д.И. Шашко [6]. По Шашко, при агроклиматическом районировании территорию разделяют по показателям обеспеченности вегетационного периода теплом и влагой. Таким образом, при разработке регрессионных уравнений учитывались комплексно агроклиматические условия территории и временная динамика хода развития сельскохозяйственных культур. Представляется целесообразным провести сравнительный анализ точности расчетов ожидаемой урожайности, полученной на основе регрессионных моделей и с использованием нейронной сети. Для примера в табл. 2 показана относительная ошибка между фактическими и рассчитанными урожайностями озимой пшеницы для районов Краснодарского края, Ростовской и Волгоградской областей за 2021, 2022 и 2023 гг., полученными на основе регрессионных моделей и с использованием нейронной сети.

Таблица 2. Относительная ошибка между рассчитанными и фактическими урожайностями озимой пшеницы для районов Краснодарского края, Ростовской и Волгоградской областей за 2021, 2022 и 2023 гг.

Table 2. Relative error between winter wheat calculated and actual yields for the districts of Krasnodar, Rostov and Volgograd regions for 2021, 2022 and 2023

Месяц	Декада	Относительная ошибка, %					
		2021		2022		2023	
		R	AI	R	AI	R	AI
Краснодарский край							
Май	1	4,7	3,7	8,0	5,4	12,0	5,7
	2	4,5	3,6	7,3	4,7	8,2	3,8
	3	6,1	3,3	6,5	3,4	8,7	4,2
Июнь	1	5,7	3,5	11,0	2,6	7,1	3,8
Волгоградская область							
Май	1	16,8	10,9	8,1	6,5	11,3	7,0
	2	12,9	8,8	7,8	7,9	13,5	6,5
	3	12,3	9,2	9,8	7,1	14,8	7,3
Июнь	1	18,3	13,9	15,5	7,8	19,2	6,6
Ростовская область							
Май	1	9,9	3,1	5,6	3,6	6,3	4,6
	2	4,3	3,2	4,8	3,5	13,2	3,8
	3	5,9	4,8	3,9	2,5	14,1	5,0
Июнь	1	8,8	3,4	10,2	3,1	14,1	6,2

Примечание. R – регрессия, AI – нейронная сеть.

Как следует из табл. 2, практически во всех случаях относительная ошибка расчетов при использовании нейронной сети ниже по сравнению с регрессионными моделями. Аналогичные результаты получены при расчетах для всех районов рассматриваемых субъектов.

Для наглядности на рис. 5 представлено сравнение картосхем фактической и ожидаемой урожайности озимой пшеницы по территории Ростовской области с первой декады мая по первую декаду июня 2023 года с использованием регрессионных моделей и нейронной сети.

На основе анализа картосхем, представленных на рис. 5, можно сделать вывод, что более точная сходимость между фактической и рассчитанной урожайностями озимой пшеницы достигается посредством применения нейронной сети.

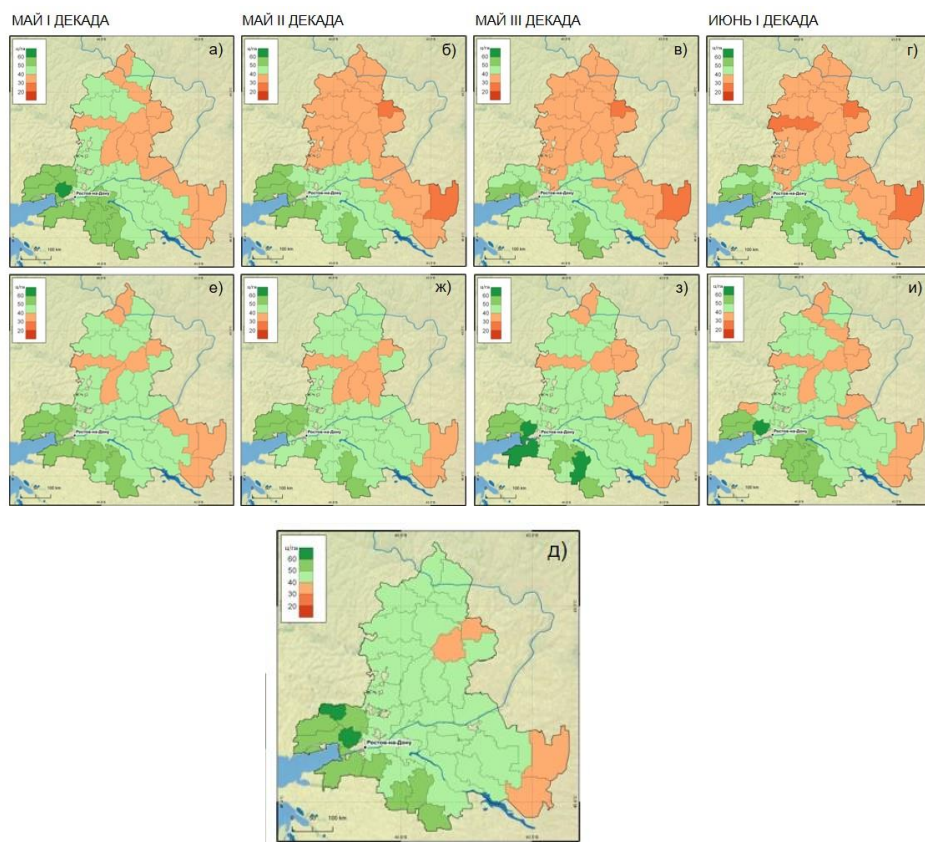


Рис. 5. Картосхемы ожидаемой урожайности озимой пшеницы по территории Ростовской области с первой декады мая по первую декаду июня 2023 г. с использованием регрессионных моделей (а–г) и нейронной сети (е–и); картосхема фактической урожайности (д).

Fig. 5. Maps of actual and expected yields of winter wheat in the Rostov region from the first ten days of May to the first ten days of June for 2023 using regression models (a–g) and a neural network (e–i); map of actual yield (d).

Заключение

Представленные результаты исследований подтвердили возможность и эффективность применения глубокой нейронной сети для оценки ожидаемой средней районной урожайности озимой пшеницы для территории Северо-Кавказского УГМС. Разработанная модель нейронной сети, интегрирующая спутниковые индексы и метеорологические параметры, продемонстрировала более высокую точность расчетов по сравнению с традиционными регрессионными моделями и алгоритмами машинного обучения. Для использования полученных результатов в системе оперативного мониторинга оценки состояния и ожидаемой урожайности сельскохозяйственных культур, необходимо провести производственные испытания, а также продолжить исследования по разработке методов оценки ожидаемой средней районной урожайности с применением глубокой нейронной сети для других регионов и культур.

Список литературы

1. Клещенко А.Д., Савицкая О.В., Косякин С.А. Оценка средней районной урожайности озимой пшеницы по спутниковой и наземной метеорологической информации // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2020. № 3 (377). С. 103-121.
2. Луян Е.А., Барталев С.А., Толпин В.А., Крашенинникова Ю.С. Возможности использования пространственно-временных вегетационных индексов на примере анализа аномальных условий развития озимых культур на Европейской части России в 2016 году // Сборник тезисов докладов четырнадцатой всероссийской открытой конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса». 2016. С. 361.
3. Пойнтер Я. Программируем с PyTorch: Создание приложений глубокого обучения. СПб.: Питер, 2020. 256 с.
4. Ткачева Ю.В. Методика интерполяции кусочно-линейных данных об эмиссиях автотранспорта на регулярную модельную сетку // Труды Гидрометцентра России. 2018. Вып. 368. С. 170-180.
5. Толпин В.А., Луян Е.А., Барталев С.А., Плотников Д.Е., Матвеев А.М. Возможности анализа состояния сельскохозяйственной растительности с использованием спутникового сервиса «ВЕГА» // Оптика атмосферы и океана. 2014. Том 27, № 7 (306). С. 581-586.
6. Шашко Д.И. Агроклиматическое районирование СССР. М.: Колос, 1967. 336 с.
7. Шолле Ф. Глубокое обучение на Python. СПб.: Питер, 2018. 400 с.
8. Akiba T., Sano S., Yanase T., Ohta T., Koyama M. Optuna: A next-generation hyperparameter optimization framework. In International Conference on Knowledge Discovery and Data Mining. 2019. P. 2623-2631.
9. Bergstra J., Bengio Y. Random search for hyper-parameter optimization // Journal of machine learning research. 2012. P. 281-305.
10. Breiman L. Random Forests // Machine Learning. 2001. Vol. 45. P. 5-32.
11. Hutter F., Kotthoff L., Vanschoren J. Automated Machine Learning // Hyperparameter Optimization. Springer, 2019. P. 3-33.
12. Hinton G.E., Osindero S., Teh Y.W. A fast learning algorithm for deep belief nets // Neural Comput. 2006. Vol. 18. P. 1527-1554. DOI: 0.1162/neco.2006.18.7.1527
13. Kogan F. N. NOAA / AVHRR Satellite Data-Based Indices for Monitoring Agricultural Droughts // Monitoring and Predicting Agricultural Drought. Oxford: University Press, 2005. P. 79-89.
14. Khaki S., Wang L. Crop Yield Prediction Using Deep Neural Networks // Frontiers in Plant Science. 2019. Vol. 10. DOI: 10.3389/fpls.2019.00621.
15. Kumar S., Kumar V., Sharma R. K. Sugarcane yield forecasting using artificial neural network models // International Journal of Artificial Intelligence and Applications. 2015. Vol. 6, no. 5. P. 51-68.

References

1. Kleshchenko A.D., Savitskaya O.V., Kosyakin S.A. Estimation of average regional yield of winter wheat using satellite and ground-based meteorological information. *Gidrometeorologicheskie issledovaniya i prognozy [Hydrometeorological research and forecasts]*, 2020, vol. 377, no. 3, pp. 103-121 [in Russ.].
2. Lupyán E.A., Bartalev S.A., Tolpin V.A., Krashenimnikova Yu.S. Vozmozhnosti ispol'zovaniya prostranstvenno-vremennykh vegetatsionnykh indeksov na primere analiza anomal'nykh uslovii razvitiya ozimnykh kul'tur na Evropeiskoi chasti Rossii v 2016 godu [Possibilities of using spatiotemporal vegetation indices on the example of analysis of abnormal conditions for the development of winter crops in the European part of Russia in 2016]. *Collection of abstracts of reports of the fourteenth all-Russian open conference "Modern problems of remote sensing of the earth from space"*. Moscow, 2016, 361 p. [in Russ.].
3. Pointer Ya. Programmiruem s PyTorch: Sozdanie prilozhenii glubokogo obucheniya. [Programming with PyTorch: Creating Deep Learning Applications.]. Saint Petersburg: Piter Publ., 2020, 256 p. [in Russ.].
4. Tkacheva Yu.V. Methodology for interpolating piecewise linear data on vehicle emissions onto a regular model grid. *Trudy Gidromettsentra Rossii [Proceedings of the Hydrometeorological Center of Russia]*, 2018, vol. 368. pp. 170-180 [in Russ.].
5. Tolpin V.A., Lupyán E.A., Bartalev S.A., Plotnikov D.E., Matveev A.M. Vozmozhnosti analiza sostoyaniya sel'skokhozyaistvennoi rastitel'nosti s ispol'zovaniem sputnikovogo servisa «VEGA» [Possibilities of analyzing the state of agricultural vegetation using the VEGA satellite service]. *Optika atmosfery i okeana [Optics of the atmosphere and ocean]*, 2014, vol. 27, no. 7 (306), pp. 581-586 [in Russ.].
6. Shashko D.I. Agroklimaticheskoe raionirovanie SSSR [Agroclimatic zoning of the USSR], Moscow, Kolos Publ., 1967, 336 p. [in Russ.].
7. Sholle F. Glubokoe obuchenie na Python [Deep Learning in Python]. Saint Petersburg, Piter Publ., 2018, 400 p. [in Russ.].
8. Akiba T., Sano S., Yanase T., Ohta T., Koyama M. Optuna: A next-generation hyperparameter optimization framework. *In International Conference on Knowledge Discovery and Data Mining*, 2019, pp. 2623-2631.
9. Bergstra J., Bengio Y. Random search for hyper-parameter optimization. *Journal of machine learning research*, 2012, pp. 281-305.
10. Breiman L. Random Forests. *Machine Learning*, 2001, vol. 45, pp. 5-32.
11. Hutter F., Kotthoff L., Vanschoren J. Automated Machine Learning. *Hyperparameter Optimization*, Springer, 2019, pp. 3-33.
12. Hinton G.E., Osindero S., Teh Y.W. A fast learning algorithm for deep belief nets. *Neural Comput.*, 2006, vol. 18, pp. 1527-1554. DOI: 0.1162/neco.2006.18.7.1527.
13. Kogan F.N. NOAA / AVHRR Satellite Data-Based Indices for Monitoring Agricultural Droughts. *Monitoring and Predicting Agricultural Drought*. Oxford: University Press. 2005, pp. 79-89.
14. Khaki S., Wang L. Crop Yield Prediction Using Deep Neural Networks. *Frontiers in Plant Science*, 2019, vol. 10. DOI: 10.3389/fpls.2019.00621.
15. Kumar S., Kumar V., Sharma R.K. Sugarcane yield forecasting using artificial neural network models. *International Journal of Artificial Intelligence and Applications*, 2015, vol. 6, no. 5, pp. 51-68.

Поступила 26.06.2025; одобрена после рецензирования 01.10.2025;
принята в печать 15.10.2025.

Submitted 26.06.2025; approved after reviewing 01.10.2025;
accepted for publication 15.10.2025.

DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2025-3-146-162>

УДК 630:551.5

Обзор агрометеорологических условий 2024 сельскохозяйственного года

*Л.Л. Тарасова, П.С. Кланг,
А.В. Павлова, К.А. Сумерова*

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

В статье рассматриваются основные погодные аномалии зимы 2023–2024 гг. и лета 2024 года. Показано, что в этом году условия для формирования продуктивности сельскохозяйственных культур были значительно хуже обычного, что не позволило растениям сформировать запланированный урожай.

Ключевые слова: засуха, переувлажнение почвы, заморозки

Overview of the agrometeorological conditions during the 2024 growing season

*L.L. Tarasova, P.S. Klang,
A.V. Pavlova, K.A. Sumerova*

*Hydrometeorological Research Center of Russian Federation, Moscow, Russia
agro-hmc@mecom.ru*

The paper investigates main weather anomalies of the 2023/2024 winter and the 2024 summer. It was found that crop formation conditions during this period were significantly worse than in the recent decade. Due to these anomalies, the yield did not meet expectations.

Keywords: drought, waterlogging of the soil, light frosts

Агрометеорологические условия вносят существенный вклад в формирование продуктивности посевов [2]. В последнее десятилетие условия для функционирования агропромышленного комплекса России были весьма благоприятны: засухи носили локальный характер, условия зимы лишь в отдельные годы ухудшались из-за ледяной корки и вымерзания посевов. Поэтому рост отрасли, связанный с внедрением технологических достижений, повышением химизации и т. п., привел к высочайшему урожаю 2022–2023 гг. практически по всем видам растениеводства [1]. Столь же высокие показатели ожидалось и в 2024 г., однако аномальные погодные условия существенно понизили эффективность отрасли.

В 2024 году в сельскохозяйственных районах России наблюдались значительные аномалии погоды: весенние заморозки на юге страны и рано начавшиеся муссонные дожди в Приморье, засуха в Южном, Север-Кавказском федеральных округах, ЛНР, ДНР, а также в южной половине

Центрального федерального округа, которая началась в мае и продолжалась до ноября, частые и сильные дожди на Урале и в Сибири в период уборки зерновых культур, а затем и раннее установление снежного покрова в Сибири. Всё это не только осложняло ход полевых работ и ухудшало условия для роста и развития с.-х. культур, но и привело к значительному недобору урожая.

Начало сельскохозяйственного года – сев озимых и их осенняя вегетация проходили в целом при благоприятных условиях. Лишь на юге европейской территории агрометеорологические условия для подготовки почвы и сева озимых культур в большинстве районов были удовлетворительными, на части полей из-за дефицита влаги в почве малоблагоприятными.

В большинстве районов северной половины территории вегетация озимых прекратилась 18–20 октября. На большинстве полей озимые культуры к времени прекращения вегетации находились в фазе кущения, состояние их на преобладающей территории было хорошим.

Зимовка растений также проходила в основном благополучно, низких значений температуры воздуха и почвы не наблюдалось.

В периоды наиболее значительных похолоданий, которые на территории Северо-Западного, Центрального, Приволжского федеральных округов наблюдались в первой декаде января 2024 г. (минимальная температура воздуха понижалась до $-35...-29^{\circ}$), а на территории Уральского федерального округа и Западной Сибири в первой – второй декадах декабря 2023 г. (до $-40... -30^{\circ}$), озимые зерновые культуры находились под снежным покровом высотой более 20 см, поэтому морозы не были опасными для растений. Абсолютный минимум температуры почвы на глубине узла кущения озимых культур (3 см) за зиму в большинстве районов составлял $-7...-2^{\circ}$, лишь местами $-12...-10^{\circ}$, что близко к оптимальным условиям (рис. 1).

На юго-востоке Приволжского федерального округа и в Алтайском крае сложились условия для повреждения озимых вследствие вымерзания. В периоды наиболее холодной погоды на части полей высота снежного покрова была небольшой (менее 10 см) и минимальная температура почвы на глубине 3 см в Оренбургской области и местами на юге Республики Башкортостан понижалась до $-17...-15^{\circ}$ и ниже, в Алтайском крае до $-21...-18^{\circ}$, местами до $-26...-25^{\circ}$, что было значительно ниже критической [3, 4].

ОЯ «вымерзание озимых культур» было отмечено в Оренбургской области (ГМС Адамовка, Соль-Илецк, Оренбург, Энергетик, Зерносовхоз им. Кирова, Айдырля, Домбаровский, Орск) 9–13 декабря; в Минусинском районе Красноярского края 17–28 января, 19–24 и 28 февраля.

В ряде районов Северо-Западного и отдельных северных районах Центрального федеральных округов в конце третьей декады января 2024 г. высота снежного покрова на полях с озимыми зерновыми культурами была 40–50 см, в ряде районов Кировской, Ульяновской, Самарской областей, Республик Татарстан и Башкортостан, Пермского края 60–80 см.

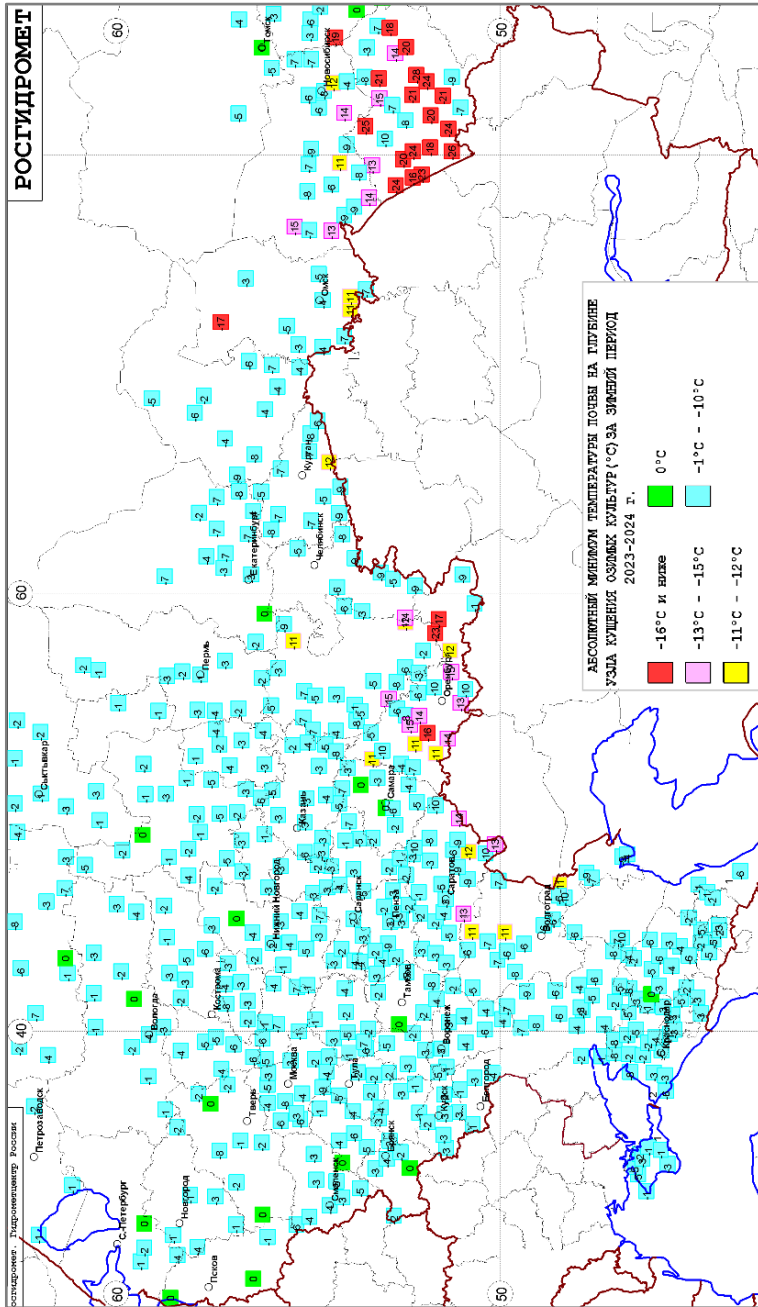


Рис. 1. Минимальная температура почвы на глубине узла кущения озимых зерновых культур (3 см) за зимний период 2023–2024 гг.

Fig. 1. The minimum of the soil temperature at the depth of tillering node of winter crops (3 cm) for the winter period of 2023–2024.

В северной половине Приволжского федерального округа местами глубина промерзания была небольшой, а температура почвы на глубине 3 см была близкой к 0°, и складывались условия для повреждения посевов вследствие выпревания, в конце месяца из-за оттепельной погоды зимостойкость растений понижалась [5, 10].

ОЯ «агрометеорологические условия, приводящие к выпреванию озимых культур» в феврале-марте складывались в большинстве районов Архангельской, Вологодской, Кировской, Тверской, Ярославской, Владимирской, Ивановской, Смоленской, Московской, Тульской, Рязанской, Тамбовской, Нижегородской, Самарской, Пензенской, Ульяновской областей, Республик Коми, Башкортостан, Татарстан, Марий Эл, Мордовия, Удмуртской и Чувашской Республик.

На юге европейской части России в январе и феврале в наиболее тёплые периоды максимальная температура воздуха повышалась до 18...20°, и озимые зерновые культуры возобновляли вегетацию; на полях поздних сроков сева озимые взошли, на части полей у них началось листообразование и кушение, а у раскустившихся растений образовались дополнительные побеги.

Как комплексная оценка зимы нами использовался индекс суровости зимы W_i [6].

$$W_i = \frac{\Delta T}{\sigma_T} + \frac{\Delta R}{\sigma_R},$$

где T – температура воздуха, R – количество осадков, Δ – отклонения от средней величины, σ – среднее квадратическое отклонение. Для расчета используются значения этих метеоэлементов осредненные за три месяца (с декабря прошлого года по февраль текущего года). Приняты следующие градации параметра W_i : суровая (менее -2,0), малоснежная и холодная (от -1,9 до -0,6), нормальная (-0,6...0,6), многоснежная и теплая (более 0,6).

Нами был рассчитан индекс суровости зимы для зоны возделывания озимых зерновых (табл. 1) за последнее десятилетие по основным озимосеющим районам России. Суровых зим на большей части территории возделывания озимых за рассматриваемый период не было, даже самые холодные зимы 2016–2017 и 2021–2022 гг. по критерию соответствуют норме. Лишь в отдельных регионах в эти годы W_i понижался до -1,4...-0,8, что соответствует холодной зиме.

Практически повсеместно, за исключением северных районов зима 2023–2024 гг. была тёплой, W_i был больше 0,6. В большинстве районов Центрального федерального округа зима была тёплой и многоснежной (W_i от 2,3 до 3,2). В общем ранге по температурно-влажностному режиму она оказалась четвёртой, наиболее тёплой и многоснежной была зима 2019–2020 гг.

О ходе зимовки можно судить по результатам отращивания проб с.-х. культур, взятых с 20 февраля 2024 г. В этой работе участвовало 279 станций, расположенных в основных сельскохозяйственных регионах, было отобрано 1430 проб озимых культур, многолетних трав и плодовых культур. Состояние озимых зерновых культур (пшеницы и ржи) оценивалось по данным 198 станций, которые отобрали с полей 800 монолитов.

Таблица 1. Индекс суровости зимы за период 2015–2024 гг.
Table 1. The winter severity Index for the period 2015–2024.

Агроклиматический район	Территории	2014-2015	2015-2016	2016-2017	2017-2018	2018-2019
Север ЕТР	Ивановская, Костромская, Кировская обл., Республика Удмуртия	1,8	3,2	0,2	1,9	1,7
Северо-запад ЕТР	Псковская, Вологодская, Ленинградская, Новгородская обл.	1,2	1,4	-0,8	1,0	0,0
Центральное Нечерноземье	Тверская, Владимирская, Московская, Смоленская, Ярославская обл.	2,9	3,9	1,1	3,6	2,3
Юг Центрального Нечерноземья	Брянская, Калужская, Рязанская, Тульская обл.	1,4	2,8	0,5	2,7	1,1
Центральные Чернозёмные области	Белгородская, Воронежская, Курская, Липецкая, Орловская, Тамбовская обл.	0,7	2,7	-0,6	2,1	0,7
Верхняя Волга	Республики Марий Эл, Мордовия, Чувашия, Татарстан, Нижегородская обл.	0,8	2,7	-0,6	0,4	0,0
Средняя Волга	Самарская, Саратовская, Ульяновская, Пензенская обл.	0,5	2,7	-0,7	-0,3	0,5
Юг ЕТР	Астраханская, Волгоградская, Ростовская обл., республика Калмыкия, Крым, Краснодарский, Ставропольский края	0,1	1,9	-0,2	1,0	0,6
Юг Урала	Республика Башкортостан, Оренбургская, Челябинская, Курганская обл.	-0,1	2,5	-0,2	-1,6	-0,7
Западная Сибирь	Омская, Новосибирская, Кемеровская, Томская обл.	1,3	0,6	0,9	-0,9	-1,4
Север Урала	Свердловская, Тюменская обл.	0,9	1,3	-0,4	-1,2	0,2

Результаты отращивания приведены в табл. 2. Из табл. 2 видно, что зимовка проходила благополучно, значительной изреженности не наблюдалось.

Таблица 2. Результаты отращивания монолитов озимых зерновых культур, взятых с полей 20 февраля 2024 г.

Table 2. The results of growing-of-plants test of winter grain crops in monoliths taken from the fields on February 20, 2024.

Территория	Количество		Хороших		С изреженностью >10 %	
	Станций	Проб	Число	%	Число	%
Российская Федерация	198	800	716	90	84	11
Северо-Западный ФО	9	36	29	81	7	19
Центральный ФО	56	222	200	90	22	10
Приволжский ФО	79	306	258	84	48	16
Южный ФО	44	188	182	97	6	3
Северо-Кавказский ФО	4	24	24	100	0	0
Уральский и Сибирский ФО	2	8	7	88	1	13
Луганская и Донцкая НР	4	16	16	100	0	0

Повышенная изреженность (от 11 до 17 %, местами более 20 %) из-за неблагоприятных условий зимовки была отмечена лишь в отдельных пробах. В северной половине европейской территории (Ленинградской, Псковской, Ярославской, Костромской, Нижегородской, Кировской, Свердловской, Рязанской, Орловской областях, Пермском крае, Республиках Татарстан, Марий-Эл, Башкортостан, а также в Мордовской и Удмуртской республиках) растения были повреждены вследствие *вытравания*, а в южной половине территории (Воронежской, Волгоградской и Астраханской областях), на Урале (Свердловской, Тюменской областях) и Алтайском крае из-за *вымерзания* и *ледяной корки*.

В прошлом году, по данным февральского отращивания, повышенная изреженность (более 10 % растений в пробах) у озимой ржи наблюдалась в 9 % проб, у озимой пшеницы в 15 % проб.

В марте на европейской части страны преобладал антициклональный тип погоды, сформированный под влиянием гребней Азорского и Сибирского антициклонов.

Тёплая и солнечная погода в марте обусловила быстрое таяние и испарение снежного покрова. В крайних западных районах Северо-Западного, юго-западных и южных районах Центральных федеральных округов уже в середине месяца снежный покров растаял, и началось оттаивание и просыхание почвы. В третьей декаде марта таяние снега ускорилось, в конце месяца граница снежного покрова проходила по линии Петрозаводск –

Рязань – Пенза, в более восточных районах на полях появились проталины. В западной половине территории началось сокодвижение у берёзы. В северо-восточной половине Северо-Западного, в центральных, северных и северо-восточных районах Приволжского федеральных округов в конце марта снежный покров на полях был ещё значительным (от 30 до 60 см и более).

В Южном и Северо-Кавказском федеральных округах, ЛНР, ДНР, Запорожской и Херсонской областях в начале весны наблюдалась неустойчивая погода. В большинстве районов Южного федерального округа (за исключением крайних восточных районов), Донецкой и Луганской Народных Республик и в степных районах Республики Крым осадков практически не наблюдалось, что в условиях тёплой погоды приводило к быстрому непродуктивному расходу почвенной влаги на испарение.

В этом регионе вегетация озимых зерновых культур наблюдалась в большинстве дней марта 2024 г. Озимые культуры на большинстве полей находились в фазе кущения, на отдельных полях в Республике Крым и Краснодарском и Ставропольском краях у озимой пшеницы начался рост стебля. Влагообеспеченность озимых культур близка к оптимальной, лишь местами в восточных районах Ставропольского края влагозапасы в почве были пониженными. На отдельных полях в Республике Крым и Ростовской области состояние озимой пшеницы ухудшилось из-за дефицита влаги в почве.

В марте в южных районах у плодовых культур наблюдалось набухание и распускание почек, в Республике Крым в конце месяца началось цветение алычи и абрикоса.

Во второй половине марта на юге страны началась **весенняя посевная кампания**; в Краснодарском крае, где средняя температура почвы на глубине 10 см повысилась до 10...12°, в хозяйствах приступили к севу сахарной свёклы и подсолнечника. В Республике Крым и Ставропольском крае на полях очень ранних сроков сева появились всходы ярового ячменя.

В южной половине Центрального и Приволжского федеральных округов в начале месяца почва достигла мягкопластичного состояния. В центральных чернозёмных областях и западных районах Среднего Поволжья средняя за первую декаду температура почвы была 10...14°, что позволяло сеять как ранние яровые зерновые и кормовые культуры, так и сахарную свёклу, подсолнечник. В южных нечернозёмных областях выборочно, по мере поспевания почвы, приступили к весенне-посевным работам.

Во второй декаде апреля почва достигла мягкопластичного состояния в большинстве сельскохозяйственных районов европейской части России. Температура почвы на глубине 10 см в нечернозёмных областях составила 7...10°, а в центральных чернозёмных областях и Среднем Поволжье 14...17°, продолжался сев ранних яровых зерновых и кормовых культур, сахарной свёклы, подсолнечника и кукурузы.

В Южном и Северо-Кавказском федеральных округах, Луганской и Донецкой Народных Республиках, а также на юго-востоке Центрального и

в большинстве районов южной половины Приволжского федеральных округов в условиях очень тёплой и сухой погоды почва быстро подсыхала, что приводило к быстрому непродуктивному расходу почвенной влаги на испарение. В этих районах в апреле состояние почвы было мягкопластичным в течение 8–20 дней, в остальные дни месяца увлажнение верхнего слоя почвы было пониженным, что существенно осложняло ход посевной кампании, и было малоблагоприятным для прорастания семян и появления всходов.

На юге страны в апреле в хозяйствах полным ходом шел сев ранних яровых зерновых и кормовых культур, сахарной свеклы, подсолнечника, кукурузы сои, риса, рапса, шла посадка раннего картофеля и овощных культур. В конце месяца у подсолнечника и сахарной свёклы на полях, засеянных в начале апреля, появились всходы, на полях более ранних сроков сева у свёклы сформировалась первая – вторая пара настоящих листьев.

На большей части Южного и Северо-Кавказского федеральных округов у плодовых культур (яблоня, груша, вишня, слива) в начале апреля отмечено разворачивание первых листьев и начало цветения. Во второй декаде в южной половине региона цветение косточковых (абрикос, алыча, вишня, черешня, слива, персик) закончилось, началось формирование плодов. В Республике Крым у винограда продолжалось распускание глазков и появление первых листьев. Таким образом, развитие плодовых, пропашных и зерновых культур опережало обычные сроки на 7–10 дней.

В начале мая при смещении к западу антициклона, формировавшего теплую погоду предыдущего периода, на территорию Северо-Западного, Центрального, Приволжского и Южного федеральных округов распространилась глубокая ложбина околполярного циклона. Практически повсеместно резко похолодало, и в первой половине месяца в большинстве районов европейской части России удерживалась погода значительно холоднее обычной. Пик волны холодов пришёлся на вторую половину первой – начало второй декад. В наиболее холодные дни осадки выпадали в виде снега. В Нечерноземье, в северных районах центральных чернозёмных областей и Среднего Поволжья 6–9 мая на полях образовывался снежный покров высотой 1–5 см.

В Краснодарском крае, Волгоградской и Ростовской областях, Луганской и Донецкой Народных Республиках, Республике Крым, а также в центральных чернозёмных областях (Курская, Белгородская, Воронежская, Липецкая, Орловская области), Среднем Поволжье (Самарская, Оренбургская, Пензенская, Саратовская, Ульяновская области), республиках Башкортостан и Татарстан в течение 2–9 дней мая отмечались заморозки в воздухе, на поверхности почвы и в травостое (рис. 2). В Чернозёмной зоне температура воздуха понижалась до $-6\dots-3^{\circ}$, местами в Краснодарском крае, Республиках Крым и Калмыкия, а также в Республиках Северного Кавказа (до $-2\dots 0^{\circ}$), что было критическим для растений [11].

В этих регионах заморозками были повреждены цветы и завязи плодовых и ягодных культур, всходы картофеля, посеvy подсолнечника,

кукурузы, сахарной свёклы, гороха и сои, а также листья зерновых колосовых культур и многолетних трав, в Республике Крым, кроме того, пострадали молодые побеги винограда.

Волна холода была своевременно предсказана, начиная со 2 и по 15 мая, Северо-Кавказское, Центрально-Чернозёмное, Приволжское, Башкирское, Верхневолжское и Уральское УГМС, а также Управление по Луганской Народной Республике ежедневно выпускали штормовые предупреждения о заморозках для заинтересованных организаций, областных минсельхозов и органов власти.

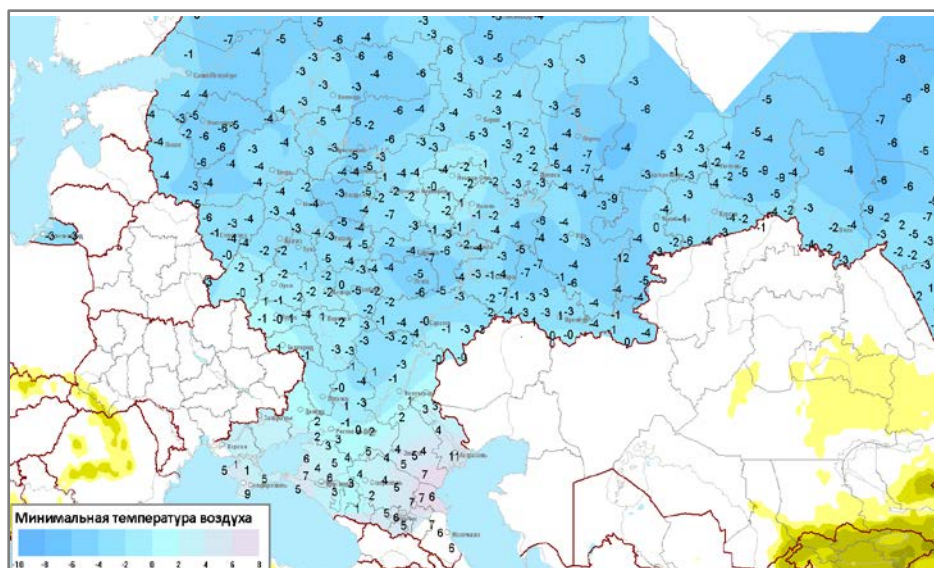


Рис. 2. Минимальная температура воздуха за 1 декаду мая 2024 г.

Fig. 2. The minimum of the air temperature for the 1st decade of May 2024.

В конце мая на юге европейской части России с отходом ложбины околополярного циклона стало восстанавливаться влияние гребней антициклонов с северо-востока Африки и Ближнего Востока. Такая синоптическая ситуация способствовала формированию засушливых условий и неблагоприятное действие заморозков усугубила **почвенная засуха**. В Южном федеральном округе (за исключением Краснодарского края), Республике Крым и ЛНР, а также на северо-востоке Северо-Кавказского федерального округа вследствие длительного дефицита осадков (в этих регионах за май выпало 1–8 мм) значительно ухудшились агрометеорологические условия для налива зерна озимых зерновых культур.

Уже во 2 декаде апреля почвенная засуха достигла критериев ОАЯ в Республике Калмыкия, в 3 декаде она началась в центральных районах Ставропольского края. В мае охватила Ставропольский край, Республику

Крым, ЛНР, Ростовскую и Воронежскую области. В июне – августе увлажнение почвы ниже критического было во всех районах Южного, Северо-Кавказского федеральных округов, ЛНР, ДНР, Херсонской области, в большинстве районов ЦЧО, Среднего Поволжья и Южного Урала. Существенно ухудшали состояние посевов и засухейные явления. Первый **суховей** был отмечен 21–24 и 26–28 мая в Белгородской (ГМС Белгород, Валуйки, Новый Оскол, Старый Оскол), Липецкой (ГМС Липецк, Лев Толстой, Конь-Колодезь) областях 26–30 мая, в ЛНР, а последний 6–9 сентября в Курской (ГМС Обоянь), Белгородской (ГМС Белгород, Богородицкое-Фенино, Старый Оскол, Новый Оскол), Липецкой (ГМС Елец) областях.

Распространение почвенной засухи и её длительность показаны на рис. 3.

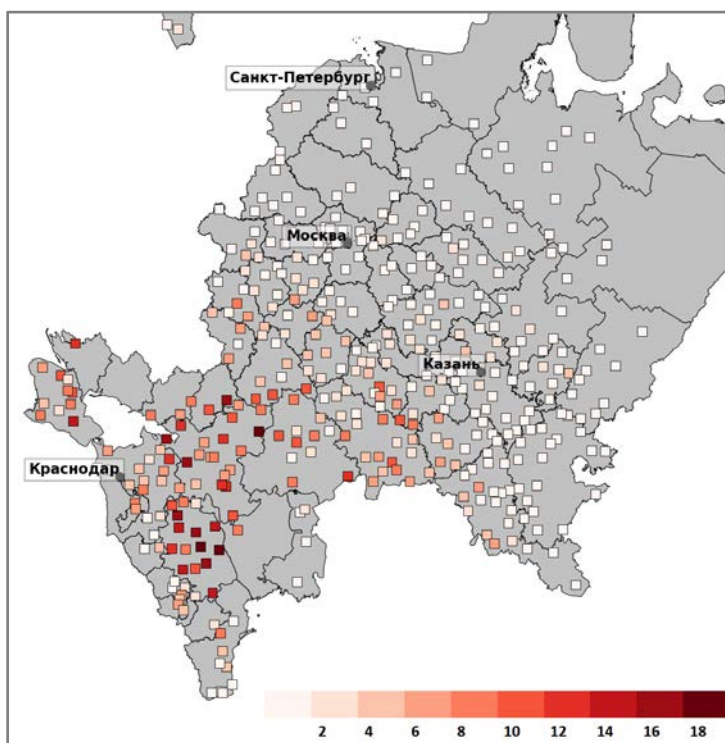


Рис. 3. Число декад с почвенной засухой за период апрель–октябрь 2024 г.
Fig. 3. The number of the decades with the soil drought for the period April–October 2024.

Для оценки температурно-влажностного режима летнего периода традиционно используется гидротермический коэффициент Г.Т. Селянинова (ГТК) [7–9]. Значения ГТК, соответствующие климатической норме, в разных районах различны. За период июнь – октябрь (период летней вегетации с.-х. культур, их уборки, сева и осенней вегетации озимых) нами были

рассчитаны средние значения ГТК и его аномалия за период первой четверти XXI века (рис. 4). Положительным значениям соответствуют влажные и прохладные годы, отрицательным – жаркие и сухие.

Как видно на рисунке, лето 2024 г. было сухим и жарким – среднее значение составило 0,46, аномалия была -0,32, однако «рекорд» лета 2010 г. (0,41 и -0,37 соответственно) устоял. Вместе с тем, этого хватило, чтобы вследствие дефицита влаги и жаркой погоды колос зерновых культур сформировался мелким, недовыполненность колоса и повышенная щуплость зерна.

Сухая и жаркая погода была благоприятной для уборки урожая зерновых культур, которая в Южном и Северо-Кавказском федеральных округах началась в третьей декаде июня, в южных районах Центрального и Приволжского во второй декаде июля. Средний дефицит влажности воздуха в 3 декаде июня – 3 декаде июля составлял 18–34 гПа, и комбайны с хорошей производительностью могли работать в течение полных суток.

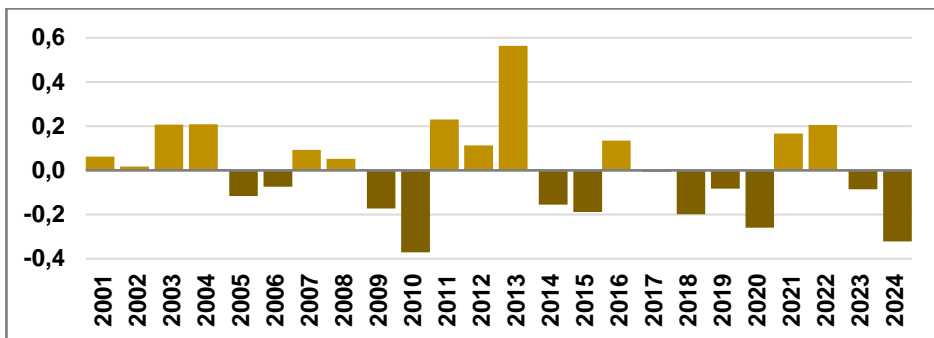


Рис. 4. Аномалия ГТК за период июнь – октябрь для Чернозёмной зоны.

Fig. 4. The anomaly of the Selyaninov Hydrothermal Coefficient for the period June – October for the Russian Chernozem zone.

В третьей декаде июля в большинстве районов **Нечерноземья**, а также в **Республике Башкортостан** озимые и яровые хлеба поспели, в хозяйствах должна была начаться их уборка, однако агрометеорологические условия для проведения уборочных работ были крайне неблагоприятными. В течение 4–7 дней условия были плохими из-за дождей, высокой влажности воздуха и переувлажнения верхнего слоя почвы. Влажность воздуха в этих районах была очень высокой (75–80 %), средний за декаду дефицит насыщения составлял 5–7 гПа, и стеблестой зерновых культур после дождя просыхал медленно. В дни без осадков условия для уборки были удовлетворительными, однако влажность убираемого зерна выше кондиционной (20–38 %).

В Республике Башкортостан (ГМС Архангельское, Уфа-Дема, Павловка, Буздяк, Дуван), Кировской (ГМС Уни), Нижегородской (ГМС Ройка) областях в первой декаде августа переувлажнение почвы достигло

критериев ОЯ. Во второй декаде августа ОЯ «переувлажнение почвы в период уборки» отмечалось в Башкортостане (ГМС Аскино, Бирск, Буздяк, Верхнеяркеево, Мелеуз, Мраково, Павловка, Сибай, Стерлитамак, Уфа-Дема, Чишмы, Бакалы, Кушнаренково, Архангельское, Верхнеяркеево, Зилаир, Туймазы, Учалы, Улу-Теляк, Федоровка, Тукан, Белорецк, Янаул, Емаши, Караидель, Дуван), Татарстане (ГМС Чулпаново, Аксубаево, Арск, Мензелинск, Тетюши, Вязовые), Марий Эл (ГМС Козьмодемьянск), Чувашской Республике (ГМС Вурнары), Удмуртской Республике (ГМС Игра, ОН Первомайский), Кировской (ГМС Уни), Нижегородской областях (ГМС Ветлуга, Лукоянов, Дальнее Константиново, Ройка, Лысково, Арзамас, Павлово). Прекратилось ОЯ только 25–27 августа, т. е. его продолжительность составила почти месяц.

Таким образом, *в большинстве районов европейской части России период весенне-летней вегетации с.-х. культур не был благоприятным для формирования хорошего урожая.*

На азиатской части страны сельскохозяйственных год начался в третьей декаде апреля. В южных и юго-западных районах **Уральского** и **Сибирского федеральных округов** на полях с легким механическим составом почвы приступили к севу яровых культур. При благоприятных условиях начались весенне-посевные работы и на юге Приморского края, где производился сев овса, яровой пшеницы и ячменя.

Массовый сев ранних яровых зерновых и кормовых культур, в Алтайском крае зернобобовых и масличных культур (рапс, подсолнечник, лён масличный) начался в середине мая. Практически повсеместно условия для начала весенне-посевных работ были при благоприятными.

В большинстве районов дожди поддерживали оптимальные влагозапасы в почве, и условия для дальнейшей вегетации и формирования урожая с.-х. культур также были благоприятными, ухудшались они из-за засухи лишь на части полей в Новосибирской области, Красноярском, Алтайском краях и Республике Тыва.

В третьей декаде июля в большинстве районов **азиатской части России** из-за сильных и продолжительных дождей, высокой влажности воздуха и почвы условия для созревания зерновых культур ухудшились и были в основном удовлетворительными, на части полей отмечено распространение сельскохозяйственных вредителей и болезней.

В земледельческих районах Уральского и Сибирского федеральных округов озимые зерновые культуры достигли полной спелости. Агрометеорологические условия для начала уборочной кампании из-за дождей и высокой влажности воздуха были малоблагоприятными, средний за декаду дефицит насыщения составлял 3–6 гПа. Масса (вес 1000 зёрен) зерна близка к обычной (40–50 г), влажность его повышенная (18–24 %).

В августе в большинстве районов Урала, Западной и Восточной Сибири дожди и переувлажнение верхнего слоя почвы мешали ходу уборочной кампании в течение 8–15 дней месяца, полевые работы приостанавливались. Средний дефицит влажности воздуха почти повсеместно

был низким (3–5 гПа). В таких условиях созревание яровой пшеницы шло медленно, отмечалось распространение болезней и полегание яровых зерновых культур. Влажность убираемого зерна озимых и яровых зерновых культур в этих районах была повышенной (25–40 %). В Кемеровской области отмечалось прорастание зерна в колосе, развитие плесневых грибов. Во второй половине месяца в Тюменской, Омской, Томской, Новосибирской, Кемеровской областях, Красноярском и Алтайском краях переувлажнение почвы достигло ОЯ. В ряде районов Западной Сибири состояние верхнего слоя почвы визуально оценивалось как липкое или текучее. На части полей отмечалось сильное полегание посевов, наблюдалось прорастание зерна в колосе и бобах, а у рапса растрескивание коробочек.

В целом за период 2001–2024 гг. повторяемость влажных августов (ГТК менее 1,5) достаточно велика (рис. 5). Здесь и далее градации ГТК более 1,6 соответствует очень сырая и холодная погода, 1,3–1,6 – оптимум с преобладанием влажной погоды, 0,7–1,3 – оптимум, 0,4–0,7 – оптимум с преобладанием сухой погоды, менее 0,4 – жаркая и сухая погода.

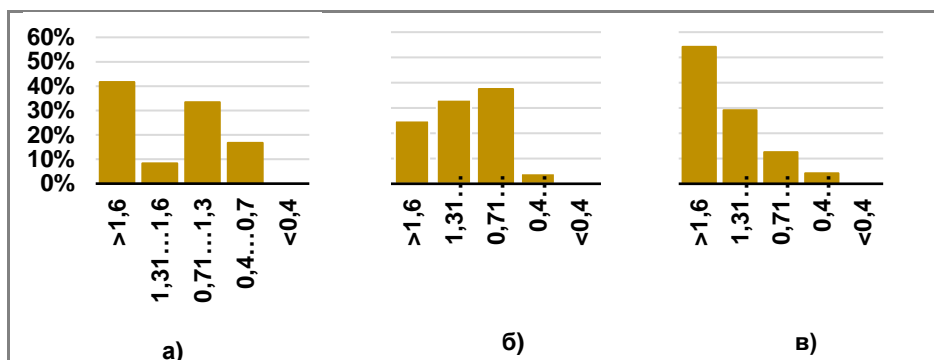


Рис. 5. Повторяемость различных градаций ГТК в августе в Свердловской (а), Кемеровской (б) и Иркутской (в) областях за период 2001–2024 гг.
Fig. 5. The repeatability of the different gradations of the Selyaninov Hydrothermal Coefficient in August in the Sverdlovsk Oblast (a), Kemerovo Oblast (б) and Irkutsk Oblast (в) for the period 2001–2024.

В северных районах региона каждый десятый, а в ряде областей и пятый год наблюдаются условия неблагоприятные для проведения уборки зерновых (ГТК более 2,0), и назвать август 2024 г. аномальным нельзя, однако на Урале он стал четвёртым в XXI веке (после 2015, 2009 и 2002 гг.), а в Западной Сибири вторым (после 2013 г.). Столь сильные осадки летом 2024 г. были вызваны нарушением западного переноса – смещением на восток циклонов по более южным траекториям над ЕТР и Сибирью.

В сентябре влияние блокирующего антициклона над ЕТР распространилось на восток, дожди на Урале прекратились, и в большинстве дней условия для уборки с.-х. культур были хорошими.

В Западной Сибири дожди продолжились. В среднем за месяц Новосибирской области выпало 55 мм осадков (141 % нормы), в Алтайском крае 42 мм (120 % нормы), в Кемеровской области 69 мм (116 % нормы). Дефицит влажности воздуха составлял преимущественно 1–3 гПа, и обмолот зерновых культур был затруднен, так как даже в дни без осадков стеблевой просыхал очень медленно. Из-за частых и продолжительных осадков верхний 10-сантиметровый слой почвы был сильно переувлажнен (состояние его оценивалось как текучее). В Омской, Томской, Новосибирской, Кемеровской, Иркутской областях, Красноярском и Алтайском (Мамонтовский район) краях, Республике Хакасия (Таштыпский район) продолжалось ОЯ «переувлажнение почвы в период уборки урожая и заготовки кормов». Уборочные работы были приостановлены, т.к. техника не могла выйти в поля. Наблюдалось полегание зерновых культур и однолетних трав, у полёгших хлебов и картофеля отмечалось сильное поражение грибковыми заболеваниями. В Новосибирской области отмечалось прорастание зерна яровой пшеницы на корню, в Алтайском крае из-за дождей и высокой влажности воздуха наблюдалось загнивание подсолнечника. В зерносеющих районах Томской области вследствие длительного переувлажнения почвы урожай погиб на более чем 15 тыс. га.

Во второй декаде сентября в сельскохозяйственных районах Уральского и на западе Сибирского федеральных округов фон температуры воздуха повысился, дожди прекратились. Агрометеорологические условия для проведения уборочной кампании улучшились и были вполне удовлетворительными.

На востоке Западной Сибири и в большинстве районов Восточной Сибири удерживалась холодная погода. В большинстве районов в течение 3–7 дней отмечались заморозки в воздухе до $-5...-1^{\circ}$, что сдерживало темпы уборочных работ вследствие подмерзания верхнего слоя почвы, также заморозки могли быть опасными для необработанных зерновых и овощных культур. По данным ГМС Хомутово (Иркутская область), заморозками были повреждены посевы кукурузы. В Республике Хакасия (Таштыпский район) 16 сентября отмечалось ОАЯ «раннее появление или образование снежного покрова» высотой до 1 см, что также было крайне неблагоприятно для проведения уборки.

В среднем за месяц сентябрь 2024 г. вошёл в пятерку самых влажных и холодных лет в XXI веке, уступая 2017, 2015 и 2008 годам.

Таким образом, *в большинстве районов Уральского и Сибирского федеральных округов условия для формирования урожая с.-х. культур были благоприятными, а условия для его уборки хуже обычных.*

Сложно складывались агрометеорологические условия для сева, роста, развития и формирования урожая с.-х. культур на юго-востоке **Дальневосточного федерального округа.**

В период проведения посевной кампании (мае – июне) уже начались муссонные дожди. За период апрель – июнь в среднем по Приморскому краю выпало 276 мм осадков, или 135 % нормы (только за июнь 148 мм,

или 174 % нормы). Из-за дождей и переувлажнения почвы посевные работы были невозможны в мае в течение 8–12 дней месяца, а в июне 14–21 дня. Местами наблюдалось затоплений сельхозугодий. В Приморском (ГМС Новосельское, Кировский, Хороль, Лесозаводск, Халкидон, Астраханка) и Хабаровском (Бикинский район) краях сформировалось ОЯ «переувлажнение почвы». Улучшились условия для проведения полевых работ, роста и развития основных с.-х. культур только во второй декаде июля.

На рис. 6 приведены гистограммы повторяемости различных градаций ГТК. Как видно, влажная погода в мае привычна для Дальнего Востока. Среднее значение ГТК в мае составляет 1,95–1,97, в июне 1,71–2,0. Однако период май–июнь 2024 г. в Приморском крае был самым влажным за последние 14 лет, за два месяца в среднем по краю выпало 269 мм, при норме 162 мм. В Хабаровском крае период проведения посевной вошёл в пятерку самых влажных лет с 2011 г, уступая 2019, 2016 и 2015 гг.

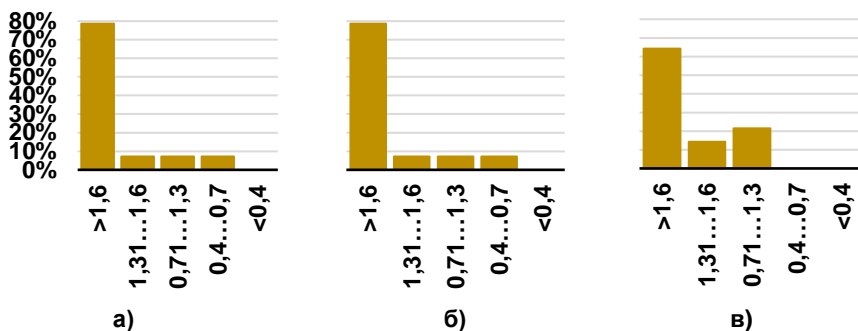


Рис. 6. Повторяемость различных градаций ГТК в мае в Приморском (а), Хабаровском (б) краях и Амурской области (в) за период 2011 – 2024 гг.

Fig. 6. The repeatability of different gradations of the Selyaninov Hydrothermal Coefficient in May in Primorsky Krai (a), Khabarovsk Krai (b) and Amur Oblast (v).

Период проведения уборочной кампании в Приморье также был сложным. В сельскохозяйственных районах Дальневосточного федерального округа, где яровые зерновые культуры достигли полной спелости зерна в конце июля, в августе началась их уборка. В восточной половине округа из-за частых и сильных дождей условия для уборки были неблагоприятными в течение 8–16 дней месяца, работы приостанавливались. На части полей наблюдалось полежание, а местами и подтопление посевов, отмечалось распространение с.-х. вредителей и болезней. В третьей декаде месяца в Амурской области и Приморском крае условия для проведения уборочной кампании несколько улучшились, дожди шли в течение 2–4 дней, однако из-за высокой влажности воздуха (средняя за декаду относительная влажность составила 75–85 %) они оставались малоблагоприятными. Значение ГТК за август в Хабаровском и Приморском краях составило 2,5–2,6.

В сентябре уборка зерновых культур продолжилась. В целом условия улучшились, дожди шли в течение 5–10 дней месяца, однако уже во второй декаде в большинстве сельскохозяйственных районов округа практически повсеместно, за исключением крайнего юга территории, отмечались заморозки до $-7...-2^{\circ}$, в Забайкалье местами до $-12...-10^{\circ}$, вследствие чего на необработанных полях было возможно повреждение зерна яровых культур.

В Приморском крае вегетационный период 2024 г (за май – сентябрь выпало 650 мм осадков) стал вторым наиболее влажным после 2023, когда за 5 месяцев выпало 707 мм.

Таким образом, в большинстве районов азиатской части России период весенне-летней вегетации с.-х. культур не был благоприятным для формирования хорошего урожая.

В целом за сельскохозяйственный год в России потенциал урожайности сельскохозяйственных культур не мог быть реализован, наблюдались повреждения с.-х. культур от различных неблагоприятных явлений (табл. 3). На европейской части рост и формирование продуктивности растений угнетались из-за засухи, суховея, а на азиатской части из-за переувлажнения почвы.

Таблица 3. Число штормовых оповещений (ШО) о неблагоприятных и опасных агрометеорологических явлениях (ОАЯ) за 2023–2024 сельскохозяйственный год

Таблица 3. The Number of the storm alerts for the adverse and dangerous agrometeorological events in the 2023–2024 agricultural year

Характер ОАЯ	Число ШО	% от общего количества
Засуха почвенная	120	30
Засуха атмосферная	46	12
Суховей	69	17
Переувлажнение почвы	74	19
Заморозки	75	19
Раннее образование снежного покрова	4	1
Градобитие	12	3

Список литературы

1. Валовые сборы сельскохозяйственных культур по Российской Федерации (по категориям хозяйств) // Федеральная служба государственной статистики. URL: https://rosstat.gov.ru/enterprise_economy (дата обращения: 17.10.2024).

2. 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: Изд-во ВНИИГМИ-МЦД, 2011. 808 с.

3. Личикаки В.М. Перезимовка озимых культур. – М.: Колос, 1974. 207 с.

4. Моисейчик В.А. Агрометеорологические условия и перезимовка озимых культур. Л.: Гидрометеоздат, 1975. 295 с.

5. Моисейчик В.А. О продолжительности залегания мощного снежного покрова и пerezимовке озимых культур // Метеорология и гидрология. 1964. № 9. С. 10-16.
6. Попов А.В. О возможности прогноза теплых многоснежных и холодных зим малоснежных зим. // Труды Гидрометцентра СССР. 1975. Вып. 156. С. 77-84.
7. Проблемы мониторинга засух / под ред. И.Г. Гингоф, А.Д. Клещенко, В.А. Жуков СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 244 с.
8. Селянинов Г.Т. О сельскохозяйственной оценке климата // Труды по сельскохозяйственной метеорологии. 1928. Вып. 20. С. 165-177.
9. Справочник по показателям и индексам засушливости // ВМО-№1173. 2016. 60 с.
10. Тарасова Л.Л. Оценка агрометеорологических показателей условий зимовки озимых зерновых культур в центральных черноземных областях в период климатических изменений. // Труды Гидрометцентра России. 2016. Вып. 360. С. 26-44.
11. Физиология растений / Под ред. И.П. Ермакова. М.: Издательский центр "Академия", 2007. 640 с.

References

1. Valovyye sbory selskokhozyaystvennykh kultur po Rossiyskoy Federatsii (po kategoriyam khozyaystv). Federal State Statistics Service. URL: https://rosstat.gov.ru/enterprise_economy (date of request: 17.10.2024) [in Russ.].
2. Gringof I.G., Kleshchenko A.D. Osnovy sel'skokozyaystvennoy meteorologii. Tom I. Potrebnost' sel'skokozyaystvennykh kul'tur v agrometeorologicheskikh usloviyakh i opasnye dlya sel'skokozyaystvennogo proizvodstva pogodnye usloviya: Uchebnoe posobie. Obninsk, Izd-vo VNIIGMI-MTSD, 2011, 808 p. [in Russ.].
3. Lichikaki V.M. Perezimovka ozimyykh kul'tur. Moscow, Kolos publ., 1974, 207 p. [in Russ.].
4. Moiseychik V.A. Agrometeorologicheskie usloviya i perezimovka ozimyykh kul'tur. Leningrad, Gidrometeoizdat publ., 1975, 295 p. [in Russ.].
5. Moiseychik V.A. O prodolzhitel'nosti zaleganiya moshchnogo snezhnogo pokrova i perezimovke ozimyykh kul'tur. *Meteorologiya i Gidrologiya* [Russ. *Meteorol. Hydrol.*], 1964, no. 9, pp. 10-16 [in Russ.].
6. Popov A.V. O vozmozhnosti prognoza teplykh mnogosnezhnykh i holodnykh zim malosnezhnykh zim. *Trudy Gidromettsentra SSSR* [Proceedings of the Hydrometcentre of the USSR], 1975, vol. 156, pp. 77-84. [in Russ.].
7. Problemy monitoringa zasuh. pod red. I.G. Gingof, A.D. Kleshchenko, V.A. Zhukov. Saint Petersburg, Gidrometeoizdat publ., 2000, 244 p. [in Russ.].
8. Selyaninov G.T. O sel'skokozyaystvennoy ocenke klimata. *Trudy po sel'skokozyaystvennoy meteorologii*, 1928, vyp. 20, pp. 165-177 [in Russ.].
9. Spravochnik po pokazatelyam i indeksam zasushlivosti. VMO-№ 1173, 2016, 60 p. [in Russ.].
10. Tarasova L.L. Assessment of agrometeorological indicators of conditions of wintering of winter grain crops in the central chernozem regions in the conditions of climatic changes. *Trudy Gidromettsentra Rossii* [Proceedings of the Hydrometcentre of Russia], 2016, vol. 360, pp. 26-44 [in Russ.].
11. Fiziologiya rasteniy. Pod red. I.P. Ermakova. Moscow, Akademiya publ., 2007, 640 p. [in Russ.].

Поступила 03.02.2025; одобрена после рецензирования 01.10.2025;
принята в печать 15.10.2025.

Submitted 03.02.2025; approved after reviewing 01.10.2025;;
accepted for publication 15.10.2025.

УДК: 551.509.33

Усовершенствованный динамико-статистический метод 30-суточного прогноза приземной температуры воздуха

Вильфанд Р.М., Круглова Е.Н., Куликова И.А., Хан В.М., Толстых М.А.

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

Технология разработанного в ФГБУ «Гидрометцентр России» 30-суточного прогноза приземной температуры воздуха состоит из двух частей: усовершенствованной схемы среднесрочных прогнозов элементов погоды (РЭП) с расширенным (до 15 суток) сроком действия [1] и результатов численного моделирования по модели ПЛАВ [2]. Гидродинамико-статистический метод 30-суточного прогноза приземной температуры воздуха основывается на полученных на базе РЭП прогнозах аномалий приземной температуры воздуха на 15 суток и результатах интегрирования модели ПЛАВ на интервале 16–30 суток.

На суперкомпьютере CRAY еженедельно по четвергам проводятся расчеты прогностических полей метеорологических элементов по гидродинамической модели ПЛАВ на период до четырех календарных месяцев. В параллельном режиме на внутреннем сервере ФГБУ «Гидрометцентр России» ежедневно рассчитываются прогнозы РЭП на 15 суток для 2945 станций, расположенных на территории Евразии. Заключительный этап расчетов и комплектация прогнозов РЭП (на 15 суток) и ПЛАВ (на 16–30 суток) производится на сервере СЕАКЦ, который связан по локальной сети с указанными ранее серверами. При этом важным этапом является горизонтальная интерполяция прогностических полей ПЛАВ в координаты 2945 станций и регулярная оценка качества прогноза.

Квазиоперативные испытания метода прогноза были произведены для периода с января 2021 г. по октябрь 2024 года. Оценками качества прогнозов служат среднеквадратическая ошибка RMSE, коэффициент корреляции знаков RO и абсолютная ошибка ABS по 326 станциям России, что связано с технологией верификации системы РЭП.

Климатические параметры рассчитываются на базе архива ежедневных данных о приземной температуре воздуха на 326 станциях на территории России за период с 1991 по 2020 г., созданного и поддерживаемого в отделе прогностических технологий Мирового метеорологического центра Москва.

Анализ временного хода среднемесячных оценок (рис. 1) показывает преимущества прогноза 30-суточных аномалий приземной температуры воздуха с включением данных статистической модели РЭП-15, а вариант построения с равновесными коэффициентами влияния в большинстве месяцев сопоставим или превосходит другие варианты.

Во временном ходе оценок наглядно видно годовое влияние: в холодное время года качество прогнозов ниже, что связано, как правило, с резким изменением свойств подстилающей поверхности и барическими перестройками атмосферы. Временной ход оценок показывает увеличение RMSE в зимний период до 3 градусов, в остальные периоды ABS колеблется от 1.3 до 2.2 градуса. В течение периода испытаний коэффициент RO снизился до 0.2, а среднеквадратическое отклонение выросло до 3 градусов ввиду того, что в декабре-январе в умеренных широтах Атлантического океана мощные среднетропосферные антициклоны блокировали смещение циклонов на восток.

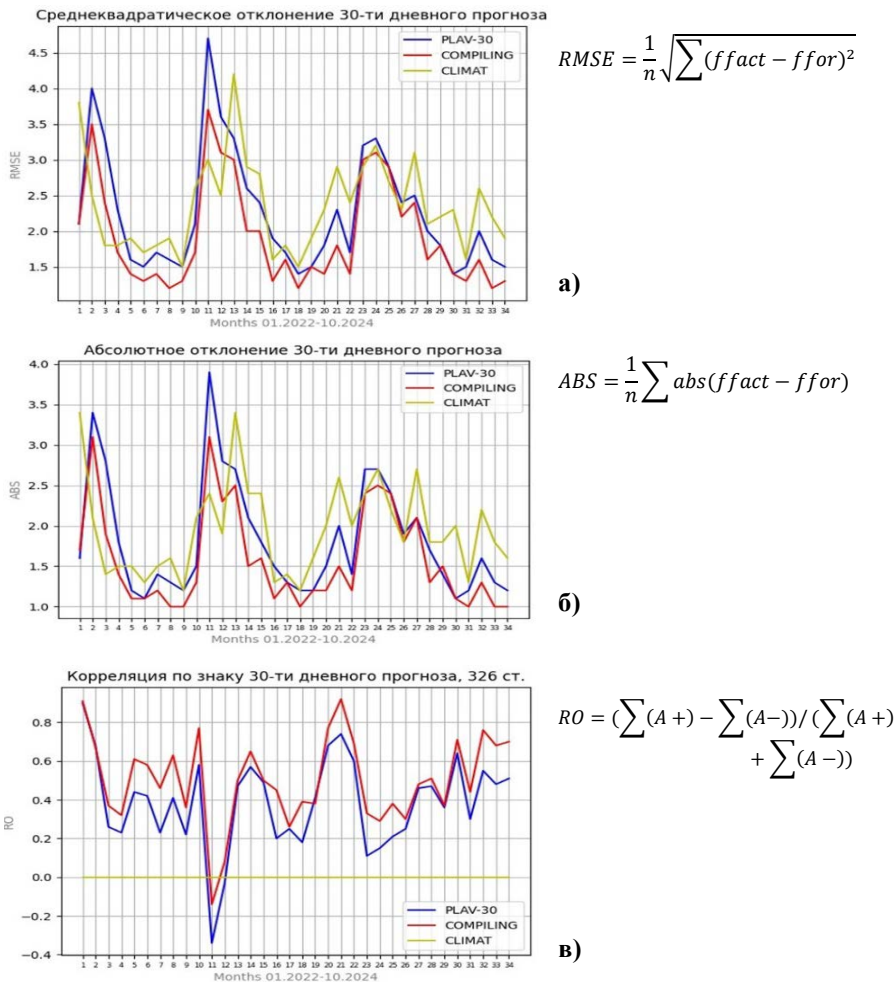


Рис. 1. Временной ход среднемесячных оценок по 326 станциям за период 01.2022–10.2024: среднеквадратическое отклонение (а); абсолютное отклонение (б); среднемесячная корреляция по знаку (в).

В период оперативных испытаний проводилось сравнение среднегодовых средних оценок успешности месячных прогнозов аномалий приземной температуры воздуха с нулевой заблаговременностью с успешностью официальных оперативных месячных прогнозов ФГБУ «Гидрометцентр России». Эталонными архивами при этом служили архивы ежедневных данных о приземной температуре воздуха на 326 станциях на территории России отдела прогностических технологий Мирового метеорологического центра Москва.

Сравнение показывает (рис. 2), что предложенная схема дает улучшение среднегодовых оценок по коэффициенту корреляции знаков до 23 %, по среднеквадратическому отклонению до 0,45 °С за весь период испытаний.

NN	Варианты построения прогноза	RMSE	RO	ABS
1.	ПЛАВ 1-15	2.72	0.41	2.18
2.	ПЛАВ 16-30	3.34	0.15	2.6
3.	ПЛАВ 1-30	2.5	0.33	2.01
4.	РЭП-15	1.99	0.62	1.56
6.	Прогноз на 30 суток (РЭП-15) & (ПЛАВ16-30)	2.08	0.46	1.68
7.	Климат-30	2.2	0.00	1.82
8.	Климат-15	2.84	0.00	2.32

01.2022 – 12.2022

NN	Варианты построения прогноза	RMSE	RO	ABS
1.	ПЛАВ 1-15	2.23	0.43	2.1
2.	ПЛАВ 16-30	2.69	0.21	2.6
3.	ПЛАВ 1-30	1.98	0.30	1.9
4.	РЭП-15	1.61	0.62	1.5
6.	Прогноз на 30 суток (РЭП-15) & (ПЛАВ16-30)	1.66	0.41	1.6
7.	Климат-30	2.22	0.00	1.83
8.	Климат-15	2.89	0.00	2.35

01.2023 – 12.2023

NN	Варианты построения прогноза	RMSE	RO	ABS
1.	ПЛАВ 1-15	2.10	0.53	1.7
2.	ПЛАВ 16-30	2.93	0.22	2.4
3.	ПЛАВ 1-30	1.99	0.42	1.61
4.	РЭП-15	1.7	0.66	1.36
6.	Прогноз на 30 суток (РЭП-15) & (ПЛАВ16-30)	1.81	0.53	1.47
7.	Климат-30	2.32	0.00	1.94
8.	Климат-15	2.96	0.00	2.47

01.2024 – 10.2024

Среднегодовые статистические характеристики с использованием норм с 1991 по 2020 годы.

Рис. 2. Среднегодовые статистические характеристики за 01.2022–10.2024.

Результаты испытаний демонстрируют высокий уровень успешности усовершенствованного гидродинамико-статистического метода 30-суточного прогноза приземной температуры воздуха в сравнении с оценками климатического прогноза, по среднегодовым оценкам ABS разница может достигать до одного градуса.

Решением Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и геологическим прогнозам (ЦМКП) Росгидромета от 20 декабря 2024 г. одобрена работа ФГБУ «Гидрометцентр России» по созданию технологии выпуска усовершенствованного гидродинамико-статистического метода 30-суточного прогноза приземной температуры воздуха и рекомендована к внедрению в прогностическую работу ФГБУ «Гидрометцентр России» и СЕАКЦ.

ЦМКП рекомендует продолжить работы по развитию гидродинамико-статистического метода 30-суточного прогноза приземной температуры воздуха.

Список литературы

1. Вильфанд Р.М., Васильев П.П., Васильева Е.Л. Развитие методов прогноза погоды на основе статистической интерпретации гидродинамических моделей по технологии Гидрометцентра // 80 лет Гидрометцентру России. М.: Триада, лтд, 2010. С. 313-335.

2. Толстых М.А., Фадеев Р.Ю. и др. Развитие глобальной полулагранжевой модели атмосферы ПЛАВ в 2009–2019 гг. // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2019. № 4 (374). С. 77-91.

УДК 551.509+551.467

Метод сезонных прогнозов температуры поверхности океана и состояния морского льда на основе модели Земной системы ИВМ РАН и системы подготовки данных Гидрометцентра России

Реснянский Ю.Д.¹, Зеленко А.А.¹, Степанов В.Н.¹, Струков Б.С.¹, Хан В.М.^{1,2}, Володин Е.М.^{2,1}, Грицун А.С.², Тарасевич М.А.^{2,1}, Брагина В.В.^{2,1}

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

² Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, г. Москва, Россия

Метод сезонных прогнозов температуры поверхности океана и состояния морского льда на основе модели Земной системы ИВМ РАН и системы подготовки данных Гидрометцентра России разработан Гидрометцентром России совместно с Институтом вычислительной математики им. Г.И. Марчука Российской академии наук в рамках реализации Важнейшего инновационного проекта государственного значения (ВИП ГЗ). Метод испытывался в соответствии с Программой испытаний, утвержденной директором ФГБУ «Гидрометцентр России» 08.02.2024 года.

Прогностическая технология

Прогностическая технология, обеспечивающая реализацию метода, построена на базе глобальной модели Земной системы ИВМ РАН [10, 16, 17] и системы генерации ансамбля начальных состояний [2]. Исходными для определения начальных состояний являются данные реанализа ERA5 [14] для атмосферы и деятельного слоя суши, а также данные SODA3.4.2 [11] (ретроспективные прогнозы) и Системы усвоения океанографических данных (СУОД) Гидрометцентра России [1, 3, 7] (квазиоперативные прогнозы) для океана и морского льда.

Сезонные прогнозы составлялись с использованием двух версий модели Земной системы ИВМ РАН: INM-CM5 и INM-CM6. Прогнозы включали в себя ансамбли из 20 реализаций в версии INM-CM5 и 10–30 реализаций в версии INM-CM6. Объектом прогнозирования, наряду с метеорологическими переменными, являлись среднемесячные аномалии – отклонения от соответствующих модельных или контрольных норм температуры поверхности океана (ТПО) и характеристики морских льдов на сроки до 6–9 месяцев. Основные сведения о модели и прогностической технологии представлены в статьях [4, 6, 8, 9, 18].

Результаты испытаний

Качество метода для двух версий прогностической модели оценивалось по результатам ретроспективных прогнозов за 1991–2019 гг. для INM-CM5, 1991–2020 гг. для INM-CM6 и по результатам квазиоперативных прогнозов за 2021–2023 гг. для INM-CM5 и за 2022–2024 гг. для INM-CM6. Рассматривались показатели качества, рекомендуемые ВМО для оценки долгосрочных прогнозов [15]. Оценки успешности прогнозов ТПО рассчитывались по акватории Мирового океана и его отдельных

районов (тропики, район Эль-Ниньо). Оценки ледовых прогнозов рассчитывались для Арктики и Антарктики.

Ретроспективные прогнозы. Ретроспективные прогнозы ТПО, составлявшиеся по двум версиям модели Земной системы INM-CM5 и INM-CM6, оказались успешными (значимые коэффициенты корреляции аномалий $ACC > 0,37$, преимущественно положительные значения показателя качества по среднему квадрату ошибки для сравнения с климатическим прогнозом $MSSS$) для заблаговременностей до 3 месяцев для Мирового океана и до 4 месяцев для тропической зоны и района Эль-Ниньо. Значения ACC слабо зависели от стартовой даты прогнозов и уменьшались с ростом заблаговременности. Наиболее успешными оказались прогнозы по району “Эль-Ниньо-3.4” с $ACC 0,73–0,86$ для прогнозов на первый месяц и $0,40–0,69$ для прогнозов на четвертый месяц. Прогнозы по INM-CM6 систематически обыгрывали прогнозы по INM-CM5 на $0,1–0,3$ единиц ACC .

Степень успешности ретроспективных прогнозов площади льда в Арктике (метод определения площади см. в [12]), оцениваемая по показателям ACC и $MSSS$, существенно зависела от начальных сроков прогнозирования. Наибольший интервал заблаговременностей с успешными прогнозами получился для сентябрьских стартовых дат с наименьшей ледовитостью в момент старта прогноза. Для объема арктических льдов более успешные по ACC и $MSSS$ ретроспективные прогнозы получились только для осенних стартовых дат (сентябрь–декабрь).

Более подробная информация о верификации ретроспективных сезонных прогнозов ТПО и ледовых характеристик на основе модели Земной системы ИВМ РАН представлена в [5].

Квазиоперативные прогнозы. Оценки квазиоперативных прогнозов проводились для отдельных прогностических расчетов, выполняемых в 2021–2024 гг. по двум версиям модели ИВМ РАН. Более высокие показатели ACC для ТПО по модели INM-CM6 в сравнении с INM-CM5 получились и в квазиоперативных прогнозах. Типичные в этот период значения ACC получились даже выше, чем в ретроспективных прогнозах, в ряде случаев достигая $0,8–0,9$.

Средние по Мировому океану оценки ACC квазиоперативных прогнозов ТПО по INM-CM5 ожидаемо снижались с ростом заблаговременности, изменяясь от $0,38–0,61$ для первого прогностического месяца до $0,13–0,30$ для шестого прогностического месяца. Для тропической зоны (20° ю. ш. – 20° с. ш.) от $0,39–0,81$ для первого прогностического месяца до $0,10–0,50$ для шестого прогностического месяца. Такие прогнозы можно считать успешными (значимые пространственные $ACC > 0,27$) для заблаговременностей до 4 месяцев для Мирового океана и до 5 месяцев для тропической зоны.

Для Мирового океана зависимость оценок прогнозов ТПО от приуроченности стартового месяца к тому или иному сезону не особенно выражена, в то время как в районе Эль Ниньо (Nino-3.4) менее успешными получаются прогнозы от стартовых месяцев с ноября по февраль вследствие, вероятно, попадания прогностического интервала в диапазон так называемого весеннего прогностического барьера [13].

Значения площади арктических льдов в серии квазиоперативных прогнозов с моделью INM-CM5 за 2022–2023 гг. получились преимущественно завышенными (на $10–15\%$) в сравнении с данными NSIDC (Национального центра по снегу и льдам США). Отличия прогнозируемых значений от данных NSIDC оказались наибольшими для зимних месяцев с января по апрель (более 10%) и наименьшими

для мая 2022 г. (0–8 %) и сентября 2023 г. (2–10 %). Преимущественно завышенными оказались и прогнозы площадей в Антарктике с еще большими в сравнении с Арктикой типичными отклонениями от данных NSIDC в 15–30 %.

Показатели качества АСС для сплоченности льдов в Арктике испытывали большие колебания от срока к сроку и нередко получались отрицательными. Вместе с тем отчетливо просматривалось повышение качества прогнозов по модели INM-CM6 в сравнении с INM-CM5. Число прогнозов сплоченности со значимыми положительными АСС по модели INM-CM6 за этот период превышало 20, тогда как ни один из прогнозов по модели INM-CM5 таких значимых оценок не имел.

Вероятностные оценки квазиоперативных прогнозов сплоченности льдов в Арктике в терминах показателя ROC характеризуются значениями $ROC = 0,50–0,59$ для градации «ниже нормы», $ROC = 0,55–0,71$ для градации «норма» и $ROC = 0,55–0,75$ для градации «выше нормы». Таким образом, оценки прогнозов во всех трех градациях оказываются выше случайных с наилучшими результатами для градации «выше нормы».

Качество прогнозов ТПО и ледовых характеристик по INM-CM6 в большинстве случаев превосходило качество прогнозов по INM-CM5. Из сравнения оценок прогнозов ТПО и ледовых условий с оценками зарубежных центров следует, что оценки качества прогнозов по модели INM-CM6 сопоставимы с таковыми по зарубежным моделям, подтверждая соответствие построенной на модели ИВМ РАН прогностической системы мировому уровню успешности прогнозов и о наличии у нее эффективного прогностического потенциала на сезонных масштабах времени.

Выводы

По итогам рассмотрения представленного метода **Центральная методическая комиссия по гидрометеорологическим и гелиофизическим прогнозам (ЦМКП) Росгидромета** на заседании 26 июня 2024 г. сочла целесообразным: «Одобрить и рекомендовать к внедрению в прогностическую работу ФГБУ «Гидрометцентр России» и Северо-Евразийского климатического центра (СЕАКЦ) Метод сезонных прогнозов температуры поверхности океана и состояния морского льда на основе модели Земной системы ИВМ РАН и системы подготовки данных Гидрометцентра России наряду с использованием ранее внедренных в ФГБУ «ААНИИ» методов прогнозирования ледовых условий в Северном Ледовитом океане и его морях». Внедрение метода с сентября 2024 г. подтверждено актом ФГБУ «Гидрометцентр России» № 2 ЦМКП/2024 от 10 сентября 2024 года.

Список литературы

1. Вильфанд Р.М., Зеленко 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.
2. Воробьева В. В., Володин Е. М. Экспериментальные исследования сезонной предсказуемости погоды, выполненные на основе климатической модели ИВМ РАН // *Математическое моделирование*. 2020. Том 32, № 11. С. 47-58. DOI: <https://doi.org/10.20948/mm-2020-11-04>.
3. Думанская И.О., Зеленко А.А., Мысленков С.А., Нестеров Е.С., Попов С.К., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С. Морские гидрологические прогнозы и оперативная океанология в Гидрометцентре России // *Гидрометеорологические исследования и прогнозы*. 2019. № 4 (374). С. 149-183.

4. 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. ФАО. 2023. Том 59, № 4. С. 407-416. DOI: 10.31857/S0002351523040053.

5. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А., Степанов В.Н., Струков Б.С., Хан В.М., Володин Е.М., Грицун А.С., Тарасевич М.А., Брагина В.В. Верификация сезонных прогнозов температуры поверхности океана и ледовых характеристик на основе модели Земной системы ИВМ // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2024. № 4 (394). С. 6-38. DOI: <https://doi.org/10.37162/2618-9631-2024-4-6-38>.

6. Реснянский Ю.Д., Зеленько А.А., Струков Б.С., Степанов В.Н., Хан В.М., Воробьева В.В., Тарасевич М.А., Грицун А.С., Володин Е.М. Оценка успешности воспроизведения океанографических полей в ретроспективных прогнозах по модели Земной системы INM-CM5 // Метеорология и гидрология. 2024. № 3. С. 5-20. DOI: 10.52002/0130-2906-2024-3-5-20.

7. 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.

8. Тищенко В.А., Хан В.М., Реснянский Ю.Д., Володин Е.М., Грицун А.С., Воробьева В.В., Тарасевич М.А. Метод сверхдолгосрочного прогнозирования состояния климатической системы на основе климатической модели ИВМ РАН INM-CM5 и системы подготовки данных Гидрометцентра России // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. 2024. Информационный сборник № 51. С. 37-44.

9. Хан В.М., Тищенко В.А., Круглова Е.Н., Субботин А.В., Реснянский Ю.Д., Володин Е.М., Грицун А.С., Воробьева В.В., Тарасевич М.А. Система сезонного метеорологического прогноза на базе модели INM-CM5 // Результаты испытания новых и усовершенствованных технологий, моделей и методов гидрометеорологических прогнозов. 2024. Информационный сборник № 51. С. 21-36.

10. Bragina V., Voldin E., Chernenkov A., Tarasevich M. Simulation of climate changes in Northern Eurasia by two versions of the INM RAS Earth system model // Climate Dynamics. 2024. P. 7783-7797. <https://doi.org/10.1007/s00382-024-07306-y>.

11. Carton J.A., Chepurin G.A., Chen L. SODA3: A New Ocean Climate Reanalysis // J. Clim. 2018. Vol. 31. P. 6967-6983. DOI: 10.1175/JCLI-D-18-0149.1.

12. Comiso J.C., Bliss A.C., Gersten R., Parkinson C.L., Markus T. Current State of Sea Ice Cover. 2024. <https://earth.gsfc.nasa.gov/cryo/data/current-state-sea-ice-cover>, last access: 08-02-2024.

13. Duan W., Wei Ch. The 'spring predictability barrier' for ENSO predictions and its possible mechanism: results from a fully coupled model // Int. J. Climatol. 2013. Vol. 33(5). P. 1280-1292. DOI: 10.1002/joc.3513.

14. Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Hirahara S. The ERA5 global reanalysis // Q.J.R. Meteorol. Soc. 2020. Vol. 146. P. 1999-2049.

15. Standardized Verification System (SVS) for Long-Range Forecasts (LRF). New Attachment II-9 to the Manual on the GDPS // WMO-No. 485. Vol. I. Geneva: WMO, 2002. 21 p.

16. Volodin E.M., Gritsun A.S. Simulation of Possible Future Climate Changes in the 21st Century in the INM-CM5 Climate Model // Izvestiya Atmospheric and Ocean Physics. 2020. Vol. 56, no. 3. P. 218-228. DOI: 10.1134/S0001433820030123.

17. Volodin E.M., Mortikov E. V., Kostykin S. V. et al. Simulation of the present-day climate with the climate model INMCM5 // Climate Dynamics. 2017. Vol. 49, no. 11. P. 3715-3734.

18. Vorobyeva V.V., Volodin E.M. Evaluation of the INM RAS climate model skill in climate indices and stratospheric anomalies on seasonal timescale // Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography. 2021. Vol. 73, no. 1. P. 1-12.

УДК 551.467(265)

Оценка качества результатов оперативных испытаний системы прогноза характеристик льда (сплоченность, толщина) Берингова, Японского и Охотского морей с заблаговременностью 10 суток

**Вражкин А.Н.¹, Кравчук Л.П.², Лебедев А.А.³,
Таин В.Н.⁴, Щербинина Т.П.⁵**

¹ Дальневосточный региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, г. Владивосток, Россия;

² Камчатское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, г. Петропавловск-Камчатский, Россия;

³ Сахалинское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, г. Южно-Сахалинск, Россия;

⁴ Колымское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, г. Магадан, Россия;

⁵ Приморское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, г. Владивосток, Россия

К основным характеристикам замерзающих морей, оказывающих существенное влияние на морскую деятельность в холодный период года, относятся сплоченность и толщина льда. Возможность прогнозирования ледяного состояния и его динамики является одной из ключевых задач оперативных подразделений учреждений Росгидромета.

В ФГБУ «ДВНИГМИ» с 2018 по 2022 год разрабатывалась система среднесрочного прогноза характеристик льда Берингова, Охотского и Японского морей. Она включает в себя модель морского льда SICSE [4], модули подготовки исходной информации и корректировки начальных значений, метод прогноза температуры поверхности моря [1] и программы обработки выходной информации.

Входными метеорологическими данными выступают поля глобальной прогностической системы центра NCEP/NCAR с заблаговременностью до 10 суток и дискретностью 6 часов. Из океанических параметров используется температура поверхности моря (SST) проекта OSTIA [3]; климатическая среднемесячная соленость воды в поверхностном слое по всему морю из атласа Мирового океана; климатическая среднемесячная скорость течений в поверхностном слое моря архива GLOBUS12 [6].

Начальными данными выступают результаты предыдущего расчета за сутки от начала прогноза. Для исправления накапливающихся со временем расхождений разработан блок корректировки начальных условий.

На выходе строятся прогностические карты сплоченности (рис. 1), толщины (рис. 2), сжатия, скорости дрейфа льда и температуры поверхности воды. Дополнительно рассчитывается ледовитость моря. Соблюдается цветовая палитра согласно общепринятой номенклатуре, рекомендованной ВМО [5].

До пользователя продукция доставляется посредством Интернета один раз в сутки. В цифровом виде информация о характеристиках льда используется в оперативных технологиях при расчетах волнения и обледенения.

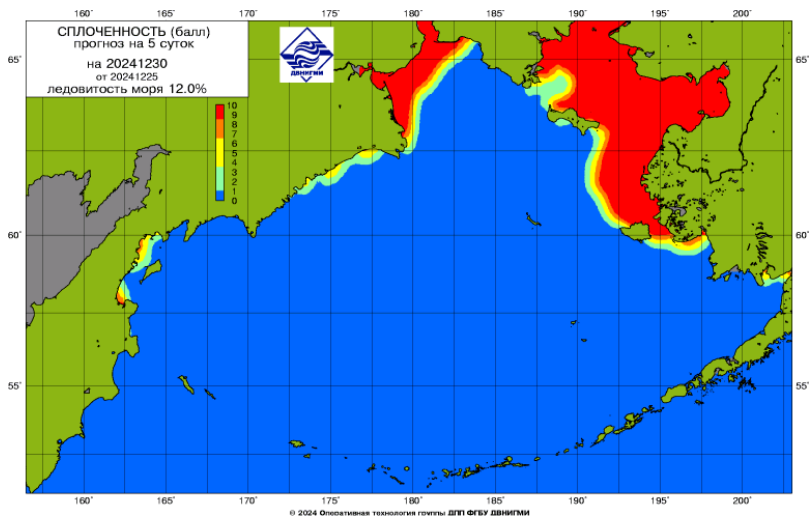


Рис. 1. Прогноз сплоченности и ледовитости Берингова моря.

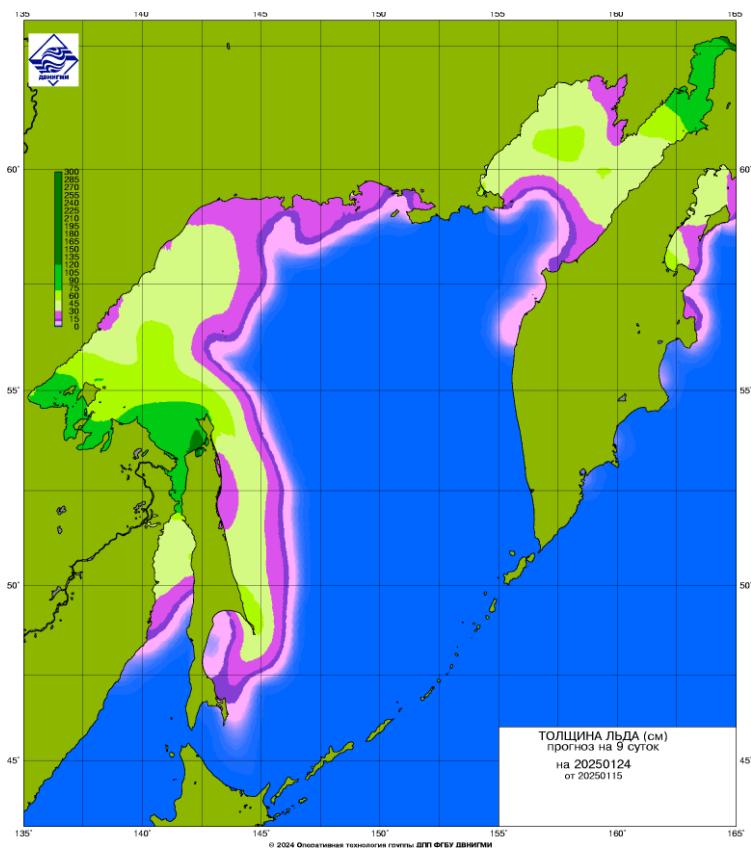


Рис. 2. Прогноз толщины льда в Охотском море и Татарском проливе.

Оперативные испытания проводились с октября 2023 г. по июнь 2024 года в соответствии с Планом испытания новых и усовершенствованных технологий (методов) гидрометеорологических и гелиогеофизических прогнозов Росгидромета в четырех дальневосточных УГМС.

Для сравнения использовались цифровые данные ФГБУ «НИЦ «Планета», Национального ледового центра США и ледовые карты Японского метеорологического агентства. Качество прогнозов оценивалось согласно Наставлению [2]. По причине того, что сплоченность и толщина льда в коде SIGRID указывается по градациям, при проведении сравнения факт-прогноз принималось условие попадания расчетной величины в соответствующие границы. Для сплоченности прогноз считается оправдавшимся в пределах градации или при расхождении не более 1 балла от крайней границы диапазона фактической сплоченности. По толщине – в пределах градации возраста льда, в остальных случаях при различии не более 30 % от крайней границы диапазона фактической толщины. Ледовитость моря и SST оценивались на расхождении $\pm 0,673$ от стандартного отклонения данных.

В табл. 1 приведены оценки прогнозов характеристик льда. По сплоченности льда за сезон наибольшая оправдываемость прогнозов получена для Берингова моря, на втором месте – Японское и затем Охотское. Толщина льда лучше предсказана в Японском, далее Беринговом море. Ледовитость моря по убыванию оценок: Берингово, Охотское, Японское.

Таблица 1. Оценка оправдываемости элементов ледового режима дальневосточных морей, %

Месяц	Заблаговременность (сутки)				
	0	3	5	7	9
Японское море					
Сплоченность льда					
XII–IV	71,6	74,7	74,8	74,7	70,6
I–III	85,7	87,4	88,5	87,6	87,8
Толщина льда					
XII–III	83,4	84,0	83,2	82,8	78,7
Ледовитость моря					
XII–IV	83,3	83,3	83,3	77,8	72,2
Температура поверхности моря					
XII–V		98,2	97,2	95,0	93,4
Охотское море					
Сплоченность льда					
XII–IV	82,8	83,1	82,4	81,0	80,8
XI–V	66,4	66,6	66,1	64,8	65,3
Толщина льда					
XI–III	78,8	73,3	70,5	72,9	71,8
Ледовитость моря					
XI–V	100	91,7	87,0	75,0	72,7
Температура поверхности моря					
XI–VI		98,0	96,0	94,4	93,0

Месяц	Заблаговременность (сутки)				
	0	3	5	7	9
Берингово море					
Сплоченность льда					
XII–V	84,5	83,8	84,6	83,6	83,3
XI–VI	78,3	77,0	77,2	77,6	77,1
Толщина льда					
XI–IV	79,6	77,3	77,2	77,8	77,9
Ледовитость моря					
XI–VI	97,0	97,0	97,0	93,9	90,9
Температура поверхности моря					
XI–VII		94,7	91,1	88,2	85,0

Для всех трех морей отмечены неудовлетворительные прогнозы в течение 1–1,5 месяца от начала ледообразования, а также в последний месяц до окончательного очищения. Общая оценка за сезон – «удовлетворительно», а для ледовитости в отдельных случаях — «хорошо». Оправдываемость прогнозов температуры поверхности моря превышает 90 % по всем морям, что подтверждает возможность их использования в работе технологии.

Сравнительный анализ с другими методами, приведенный в табл. 2, показал, что в Охотском море по качеству преобладают прогнозы Нусом, а в Японском предпочтительны методические, как для сплоченности, так и для толщины льда.

Таблица 2. Оправдываемость (Р) и эффективность (эфф.), в процентах, прогнозов модели Нусом в Охотском и Японском морях

Месяц	+0 суток		+3 суток		+5 суток		+7 суток	
	Р	эфф.	Р	эфф.	Р	эфф.	Р	эфф.
Охотское море								
Сплоченность льда								
XII–IV	81,5	1,3	86,3	-3,2	86,5	-4,1	86,4	-5,4
XII–V	74,3	3,2	77,9	-0,2	78,8	-1,7	82,7	-7,1
Толщина льда								
XI–III	83,5	-4,7	78,9	-5,6	77,4	-6,9	77,2	-4,3
Японское море								
Сплоченность льда								
XII–IV	71,2	-0,1	80,4	-5,6	81,0	-0,9	79,6	-4,5
I–III	80,2	5,5	83,0	4,4	84,2	4,3	84,8	2,8
Толщина льда								
XII–III	81,3	2,6	79,7	4,5	77,2	5,8	77,6	-5,2

Решением Центральной методической комиссии по гидрометеорологическим и геологическим прогнозам (ЦМКП) Росгидромета от 20.12.2024 рекомендовано внедрить систему прогноза характеристик льда в качестве

основного метода в четырех дальневосточных УГМС: Камчатском, Колымском, Сахалинском и Приморском и в ФГБУ «ДВНИГМИ».

Список литературы

1. *Вражкин А.Н.* Среднесрочный прогноз ледовой обстановки Берингова моря // Известия ТИНРО. 2020. Том 200, №. 1. С. 131-140. <https://doi.org/10.26428/1606-9919-2020-200-131-140>
2. РД 52.27.759-2011. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Часть III. Служба морских гидрологических прогнозов. М.: ТРИАДА-ЛТД, 2011. 195 с.
3. *Donlon Craig J., Martin Matthew, Stark John, Roberts-Jones Jonah, Fiedler Emma, Wimmer Werenfrid.* The Operational Sea Surface Temperature and Sea Ice Analysis (OSTIA) system // *Remote Sensing of Environment*. 2012. Vol. 116. P. 140-158. DOI: 10.1016/j.rse.2010.10.017
4. *Hunke E.C., Lipscomb W.H., Turner A.K., Jeffery N., Elliott S.* CICE: the Los Alamos Sea Ice Model. Documentation and Software User's Manual. Version 5.1 LA-CC-06-012. Los Alamos National Laboratory, 2015. 116 p. URL: <http://oceans11.lanl.gov/trac/CICE/attachment/wiki/WikiStart/cicedoc.pdf> (дата обращения 2018-11-20)
5. Ice chart colour code standard // WMO/TD- No. 1215. 2004. JCOMM Technical Report No. 24. URL: http://www.wmo.int/pages/prog/amp/mmop/jcomm_reports.html (дата обращения 2018-11-22).
6. *Lellouche J.-M., Bourdalle-Badie R., Greiner E., Garric G., Melet A., Bricaud C., Legaloudec O., Hamon M., Candela T., Regnier C., Drevillon M.* The Copernicus global 1/12° oceanic and sea ice reanalysis. // EGU General Assembly 2021, online, 19–30 Apr 2021, EGU21-14961. DOI: 10.3389/feart.2021.698876

УДК 551.466.3

Усовершенствованная система прогнозирования параметров ветрового волнения в Мировом океане: результаты испытаний

Зеленько А.А., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Зайченко М.Ю.

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

Представлены результаты испытаний подсистемы глобальных пятисуточных прогнозов ветрового волнения, выпускаемых в рамках комплексной системы прогнозирования ветрового волнения, созданной в Гидрометцентре России в рамках темы 1.1.10 «Разработка и усовершенствование моделей, методов и технологий прогнозирования гидрометеорологических характеристик акваторий Мирового океана, морей и морских устьев рек России» (2020–2024 гг.). Комплексная система построена по сопряженной схеме «океан – море – прибрежная зона» на базе высокопроизводительной вычислительной платформы Gray XC40-LC и последних версий волновой модели Wave Watch-III и предназначена для выпуска прогнозов по акваториям как Мирового океана, так и всех российских морей. Новая прогностическая система в части глобальных прогнозов призвана заменить действующую с 2016 г. технологию прогнозирования характеристик ветрового волнения в Мировом океане (решение ЦМКП от 21.03.2016). Оценки качества прогнозов значительной высоты волны на пять суток свидетельствуют о том, что представленная усовершенствованная версия прогностической системы по показателям успешности прогнозов заметно превосходит предшествующую технологию. Показатели качества прогнозов в терминах смещения, среднеквадратичной ошибки и индекса рассеяния сопоставимы с таковыми для известных по литературным источникам зарубежных систем.

Технологическая схема прогностического метода

В качестве основного вычислительного звена в новой системе прогнозирования ветрового волнения используется последняя на время разработки системы версия спектральной модели третьего поколения WAWWATCH-III 6.07.1 (далее WW3), описывающая эволюцию волновых характеристик на прогностических интервалах времени.

Расчетные модельные области, аппроксимирующие конфигурацию берегов и батиметрию реальных океанических и морских бассейнов, в прогностической системе сформированы в виде набора взаимосогласованных сеток [1]. Они строились на базе известных цифровых массивов данных батиметрии: ETOPO1 [3] и GEBCO 2020 [6]. Сеточная конфигурация океанской модели, в отличие от прежней прогностической системы, строится путём совмещения регулярной географической сетки в низких и средних широтах с криволинейными приполярными сетками, формирующимися в стереографической проекции. Глобальная сеточная конфигурация модели WW3 для прогнозов волнения в Мировом океане, построенная на основе сопряжения криволинейных координат в приполярных областях с географическими координатами в средних широтах, позволяет рассчитывать параметры океанического ветрового волнения с достаточно однородным и изотропным

разрешением 10–20 км. Разрешение в спектральном пространстве задавалось 25 частотами в диапазоне 0,042–0,414 Гц и 36 направлениями распространения волн с шагом 10°.

Атмосферный форсинг волновой модели формировался на базе оперативной продукции прогностической системы GFS (NCEP/NOAA) с пространственным разрешением около 13 км и временной дискретностью 3 часа. В качестве начальных условий для интегрирования волновой модели в каждом прогностическом сеансе использовались данные предшествующего прогноза спектров на 24 часа.

Ежедневные прогностические расчеты характеристик ветрового волнения производились в оперативном порядке на вычислительном комплексе Cray XL40 в режиме параллельных вычислений с использованием технологии MPI. Прогнозы для Мирового океана составлялись в рамках единой вычислительной задачи, в которой обеспечивалось двустороннее взаимодействие расчетных сеток для полярных областей с сеткой для тропических и средних широт океана. Для своевременного получения прогностической продукции задействовалось 576 вычислительных ядер.

Результаты верификации прогнозов

Испытания усовершенствованной системы прогнозирования параметров ветрового волнения в Мировом океане проводились в соответствии с Программой испытаний в период с 1 февраля по 30 сентября 2024 года. Объектом испытаний являлись ежедневные прогнозы волнения на пять суток вперед от стартового срока 00 ч ВСУ.

В базовый набор статистических оценок, вычисляемых для высоты значительных волн (SWH), входят средняя ошибка или смещение (*BIAS*), среднеквадратическая ошибка (*RMSE*), индекс рассеяния (*SI*), коэффициент корреляции (*COR*) и общая оправдываемость прогнозов (*OPR*). Эти показатели рассчитывались по набору точечных коллокаций наблюдение-прогноз, для которых прогностическое значение определялось линейной интерполяцией сеточных полей в точку в момент наблюдения. В качестве контрольных данных использовалась глобальная сводка альтиметрических измерений высоты значительных волн [5], выполняемых в составе девяти, действующих в настоящее время, спутниковых миссий. В табл. 1 представлены совокупные за период испытаний оценки качества прогнозов разной заблаговременности для высоты значительных волн *SWH*. При расчетах оценочных статистик формировались выборки для пяти суточных интервалов заблаговременностей прогноза – от первых до пятых суток.

Таблица 1. Обобщенные за период испытаний показатели точности прогнозов высоты значительных волн

Оценка	Заблаговременность прогноза (сутки)				
	1	2	3	4	5
<i>BIAS</i> (м)	0,06	0,06	0,05	0,05	0,06
<i>RMSE</i> (м)	0,39	0,41	0,47	0,54	0,65
<i>SI</i> (%)	14,8	15,6	17,6	20,6	24,6
<i>COR</i>	0,96	0,96	0,95	0,93	0,90
<i>OPR</i> (%)	96,0	95,3	93,7	91,1	87,7

Под эгидой ВМО проводится регулярный мониторинг точности продукции около 10 основных прогностических систем ветрового волнения в Мировом океане на основе наблюдений, поступающих с волновых буёв. Последние из доступных результатов мониторинга относятся к периоду март–май 2024 г. [4]. В табл. 2 представлено сопоставление этих результатов с нашими оценками прогнозов по северным экстра-тропикам (основная часть волновых буёв размещена в этих широтах) за этот же период.

Таблица 2. Сопоставление оценок прогнозов SWH усовершенствованной прогностической системы и диапазона разброса оценок для 12 зарубежных моделей (северные экстра-тропики, март–май 2024 г.)

Оценка для SWH	Заблаговременность прогноза (сутки)				
	1	2	3	4	5
<i>BIAS</i> (см)	6 -3 ... 14	6 -2 ... 17	5 -3 ... 18	5 -2 ... 18	6 -3 ... 17
<i>SI</i> (%)	15 16 ... 20	16 18 ... 22	18 22 ... 27	21 25 ... 31	25 28 ... 34

При анализе таблицы следует учитывать, что в [4] в качестве контрольных данных используются контактные измерения SWH на волновых буях, размещенных главным образом на небольшом удалении от берегов, тогда как данные спутниковых альтиметрических наблюдений сравнительно равномерно распределены по акватории океана. Тем не менее эти результаты показывают, что оценки для рассматриваемых систем сопоставимы между собой.

Заключение

Представленные глобальные прогнозы выпускаются в рамках комплексной системы прогнозирования ветрового волнения, разработанной по сопряженной технологии “океан – море – прибрежная зона” [1], которая представляет собой существенное развитие предшествующей версии оперативной прогностической системы [2]. Результаты испытаний показали, что оценки точности прогнозов высоты значительных волн для Мирового океана в усовершенствованной прогностической системе превосходят оценки для предшествующей системы и являются сопоставимыми с оценками прогнозов зарубежных центров.

На основе рассмотрения результатов испытаний **Центральная методическая комиссия по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам (ЦМКП) Росгидромета** на заседании 20.12.2024 рекомендовала «Усовершенствованную систему прогнозирования параметров ветрового волнения в Мировом океане» к использованию в Гидрометцентре России в качестве основного прогностического метода для ветрового волнения в Мировом океане.

Список литературы

1. Зеленько А.А., Мысленков С.А., Реснянский Ю.Д., Струков Б.С., Зайченко М.Ю. Комплексная система прогнозирования параметров ветрового волнения в Мировом океане и морях России // Метеорология и гидрология. 2024. № 8. С. 20-34.

2. Зеленько А.А., Струков Б.С., Реснянский Ю.Д., Мартынов С.Л. Система прогнозирования ветрового волнения в Мировом океане и морях России // Труды Государственного океанографического института им. Н.Н. Зубова. Исследование океанов и морей. 2014. Вып. 215. С. 90-101.

3. Amante C., Eakins B.W. ETOPO1 1 Arc-Minute Global Relief Model: Procedures, Data Sources and Analysis // NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24. National Geophysical Data Center, NOAA. 2009.

4. Intercomparison of operational wave forecasting systems against in-situ observations for MAM 2023 - 00UTC runs only, Part I: Significant wave height. — WMO Lead Centre for Wave Forecast Verification. 2024. ECMWF. 61p; <https://confluence.ecmwf.int/display/WLW/Significant+wave+height>

5. Mertz F., Husson R., Taburet N., Charles T., Estimbre J.J. Product user manual for Near-Real-Time Satellite Wave Products WAVE_GLO_PHY_SWH_L3_NRT_014_001. 2022. <https://catalogue.marine.copernicus.eu/documents/PUM/CMEMS-WAV-PUM-014-001-002-003-004.pdf>

6. Tozer B., Sandwell D. T., Smith W. H. F., Olson C., Beale J. R., Wessel P. Global bathymetry and topography at 15 arc sec: SRTM15+ // Earth and Space Science. 2019. Vol. 6, no 10. P. 1847-1864.

УДК: 551.326.032

Результаты испытаний автоматизированного метода прогноза преобладающей ориентации разрывов в ледяном покрове моря Лаптевых с заблаговременностью до трех суток

Дымент Л.Н., Ершова А.А., Порубаев В.С.

*Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
г. Санкт-Петербург, Россия*

Обеспечение круглогодичной навигации по Северному морскому пути является важной задачей социально-экономического развития Российской Федерации.

При выборе оптимального пути следования судна в сплоченных льдах арктических морей важным фактором является наличие попутных разрывов в ледяном покрове, так как они представляют собой потенциальные маршруты более легкого плавания. Использование попутных разрывов позволяет увеличить скорость движения судна, тем самым повышая экономическую эффективность и безопасность плавания. Прогностическая информация о разрывах учитывается при планировании и организации морских операций. В случае, когда по какой-либо причине нет возможности получить актуальную спутниковую информацию о ледяном покрове в районе следования судна, для получения данных о разрывах могут быть использованы диагностические прогнозы. Таким образом, прогнозы преобладающей ориентации разрывов в ледяном покрове являются важной составной частью ледовых прогнозов.

К методу прогноза преобладающей ориентации разрывов предъявляются следующие требования:

- предоставлять прогностические значения с заблаговременностью до 3 суток;
- предоставлять прогностические значения с пространственной дискретностью не более 100 км;
- предоставлять прогностические значения независимо от наличия фактических данных о разрывах на день составления прогноза, поскольку из-за отсутствия облачности информация о разрывах со снимков ИСЗ оптического диапазона может оказаться недоступной;
- свести к минимуму время затраты на работу эксперта при составлении прогноза;
- использовать современные данные о морском ледяном покрове для исключения ошибок, связанных с климатическими изменениями.

В 2024 г. в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте (ФГБУ «АНИИ») был разработан автоматизированный метод прогноза преобладающей ориентации разрывов в ледяном покрове моря Лаптевых с заблаговременностью до трех суток. В качестве входных данных при составлении прогноза используются поля прогностического атмосферного давления с заблаговременностью 24, 48 и 72 ч, представленные значениями в узлах географической сетки с шагом 1° по широте и 2° по долготе. Основа метода, описание используемых исходных данных, особенности расчета и составления прогноза были изложены в [1].

В период декабрь 2023 г. – март 2024 г. в ААНИИ проводились производственные испытания разработанного метода. Всего за период испытаний было составлено 180 краткосрочных прогнозов преобладающей ориентации разрывов, из которых 60 были составлены с заблаговременностью 24 ч, 60 – с заблаговременностью 48 ч и 60 прогнозов – с заблаговременностью 72 часа.

Оправдываемость и эффективность прогнозов преобладающей ориентации разрывов различной заблаговременности в период испытаний приведены в табл. 1.

Таблица 1. Оправдываемость и эффективность краткосрочных прогнозов преобладающей ориентации разрывов в море Лаптевых с различной заблаговременностью

Заблаговременность прогноза, часы	Количество прогнозов	Оправдываемость, %		Эффективность, %
		Разработанный метод	Инерционный прогноз	
24	60	74	72	2
48	60	71	66	5
72	60	70	59	11

Результаты испытаний показывают, что оправдываемость прогноза преобладающей ориентации разрывов в море Лаптевых по предлагаемому методу, в отличие от инерционного прогноза, не существенно уменьшается при увеличении заблаговременности прогноза. Наибольшая эффективность метода по сравнению с инерционным прогнозом наблюдалась при прогнозах с заблаговременностью 72 ч и составляла 11 %.

Достаточно высокая средняя оправдываемость инерционных прогнозов обусловлена инерционностью ледовых процессов и присущей морю Лаптевых преимущественно низкой интенсивностью воздушных потоков, приводящей в большинстве случаев к сохранению модальной ориентации разрывов на протяжении нескольких дней. Эффективное использование инерционного прогноза возможно при условии получения фактических данных за даты, непосредственно предшествующие дате прогноза. Основным недостатком снимков ИСЗ видимого и инфракрасного диапазона является ограничение видимости в условиях плотной облачности, что препятствует получению фактических данных о разрывах. В период с декабря 2023 по март 2024 года было выявлено 14 интервалов продолжительностью от 3 суток и более, в течение которых акватория моря Лаптевых на снимке была закрыта плотной облачностью. За период испытаний максимальный интервал, в течение которого было невозможно получить фактические данные о разрывах, составил 11 дней. Эффективность краткосрочных прогнозов преобладающей ориентации разрывов в море Лаптевых с различной заблаговременностью в зависимости от продолжительности периода, не обеспеченного фактическими данными о разрывах, представлена в табл. 2.

Из данных табл. 2 видно, что эффективность краткосрочного прогноза преобладающей ориентации разрывов в море Лаптевых по предлагаемому методу повышается при увеличении периода, не обеспеченного фактическими данными о разрывах. Эффективность краткосрочного прогноза по методу достигает наибольших значений в тех случаях, когда фактические данные отсутствуют на протяжении 5 суток и более, то есть продолжительность периода, не обеспеченного фактическими данными, превышает продолжительность синоптического периода.

Таблица 2. Оправдываемость краткосрочных прогнозов преобладающей ориентации разрывов в море Лаптевых по разработанному и инерционному методам в течение периода испытаний 2023/2024 гг. в зависимости от продолжительности предшествующего дате прогноза периода, не обеспеченного фактическими данными о разрывах

Продолжительность периода, не обеспеченного фактическими данными, сутки	Количество прогнозов	Оправдываемость, %		Эффективность, %
		Разработанный метод	Инерционный прогноз	
1–2	82	74	73	1
3	48	69	66	3
4	20	68	63	5
5	18	69	56	13
>5	12	76	33	43
Всего	180			

Значимое изменение модальной ориентации разрывов происходит при смене направления воздушных потоков высокой интенсивности. Поэтому для оценки эффективности разработанного метода по сравнению с инерционным прогнозом в течение периода испытаний были выбраны 16 дат, накануне которых произошла существенная перестройка поля атмосферного давления и, как следствие, поля дрейфа льда. Всего было составлено 53 прогноза различной заблаговременности, включающих указанные даты (21 прогноз заблаговременностью 72 ч, 17 прогнозов заблаговременностью 48 ч, 15 – заблаговременностью 24 ч). Результаты оправдываемости прогнозов, составленных по разработанному методу и инерционному, представлены в табл. 3.

Таблица 3. Оправдываемость краткосрочных прогнозов преобладающей ориентации разрывов в море Лаптевых с различной заблаговременностью при существенной перестройке полей атмосферного давления в течение прогностического периода

Продолжительность периода, не обеспеченного фактическими данными, сутки	Количество прогнозов	Оправдываемость, %		Эффективность срочных / диагностических прогнозов, %
		Разработанный метод по прогностическому / по фактическому полю атмосферного давления	Инерционный прогноз	
1-2	14	71 / 74	53	18 / 21
3-4	20	68 / 72	51	17 / 21
≥5	19	73 / 74	45	28 / 29
Всего	53			

Для устранения ошибок, связанных с ошибками прогноза полей атмосферного давления, были составлены диагностические прогнозы преобладающей ориентации разрывов. Для этого в каждом из 53 отобранных краткосрочных прогнозов

прогностические данные полей атмосферного давления были заменены на фактические. При этом прогнозам различной заблаговременности, составленным к одной и той же дате, ставился в соответствие один и тот же диагностический прогноз. Всего было составлено 24 диагностических прогноза. Полученные результаты также приведены в табл. 3.

В случае значительного изменения структуры полей атмосферного давления в течение прогностического периода эффективность метода по сравнению с инерционным прогнозом существенно возрастает и составляет в зависимости от наличия фактических данных для составления инерционного прогноза от 17 до 28 % (см. табл. 3). Ошибка прогноза полей атмосферного давления в течение периода испытаний снижала оправдываемость прогноза по методу на 1–4 %.

В ходе испытаний также определялись абсолютные ошибки прогноза преобладающей ориентации разрывов. Результаты, представленные в табл. 4, показали, что средние абсолютные ошибки значений преобладающей ориентации разрывов как при прогнозе по методу, так и при инерционном прогнозе не превышают допустимую величину (30°) и различаются между собой незначительно.

Таблица 4. Абсолютные ошибки прогнозов преобладающей ориентации разрывов, градусы

Заблаговременность прогноза, часы	Количество прогнозов	Абсолютная ошибка	
		Разработанный метод	Инерционный прогноз
24	60	23	23
48	60	24	26
72	60	26	28

В случаях значительного изменения полей атмосферного давления в течение прогностического периода средние абсолютные ошибки значений преобладающей ориентации разрывов при прогнозе по методу в среднем на 9° меньше, чем при инерционном прогнозе, и в отличие от него не превышают допустимую величину (30°). Результаты расчета абсолютных ошибок прогнозов преобладающей ориентации разрывов при существенной перестройке полей атмосферного давления представлены в табл. 5.

Таблица 5. Абсолютные ошибки прогнозов преобладающей ориентации разрывов при существенной перестройке полей атмосферного давления, градусы

Период, не обеспеченный фактическими данными, сутки	Количество прогнозов	Абсолютная ошибка	
		Разработанный метод	Инерционный прогноз
1–2	14	25	32
3–4	20	26	34
≥5	19	23	34
Всего:	53		

Заключение

При наличии фактических данных о разрывах по всей акватории моря накануне даты составления прогноза и низкой интенсивности воздушных потоков в прогностический период оправдываемость преобладающей ориентации разрывов по методу сопоставима с инерционным прогнозом.

Значительная эффективность метода по сравнению с инерционным прогнозом наблюдается в следующих случаях:

- отсутствие фактических данных о разрывах за 5 и более дней от даты прогноза;
- изменение направления воздушных потоков средней или высокой интенсивности в течение прогностического периода;
- повышение интенсивности воздушных потоков до высокой в прогностический период.

Соответствующая закономерность наблюдается и в значениях средних абсолютных ошибок прогноза.

В условиях отсутствия автоматизированного метода дешифрирования разрывов в ледяном покрове на снимках ИСЗ наличие фактических данных о разрывах накануне даты составления прогноза маловероятно.

На основе вышеприведенных результатов испытаний **Центральная методическая комиссия по гидрометеорологическим и гелиогеофизическим прогнозам (ЦМКП) Росгидромета** на заседании от 8 ноября 2024 г. приняла решение рекомендовать ФГБУ «ААНИИ» внедрить метод краткосрочного прогноза преобладающей ориентации разрывов в ледяном покрове моря Лаптевых с заблаговременностью до трех суток в оперативную практику ААНИИ в качестве основного.

Список литературы

1. Дымент Л.Н., Ершова А.А., Порубаев В.С. Метод краткосрочного прогноза преобладающей ориентации разрывов в ледяном покрове моря Лаптевых в зимне-весенний период // Проблемы Арктики и Антарктики. 2024. Том 70, № 1. С. 87-102.

Гидрометеорологические исследования и прогнозы

№ 3 (397)

Под редакцией
канд. физ.-мат. наук Д.Я. Прессмана

Издатель: ФГБУ «Гидрометцентр России»
Адрес: 123376, Москва, Большой Предтеченский переулок, д. 13, стр. 1
Телефон: (499) 252-34-48
e-mail: hmc@mecom.ru
www.meteoinfo.ru

Подписано в печать 15.10.2025. Формат 70×100/16
Печать офсетная. Печ. л. 11,5. Тираж 130 экз. Заказ № 1131
Отпечатано в типографии
ООО «Типография АМА-ПРЕСС»
107392, г. Москва, Зельев пер., дом 3

Правила для авторов размещены на сайте журнала:
<https://meteoinfo.ru/images/misc/proceedings/rules-for-authors-2020new.pdf>

Подписной индекс журнала по каталогу АО «Почта России» – ПП976



ФГБУ «Гидрометеорологический научно-исследовательский центр
Российской Федерации»