

International Young Scientists School and Conference
on Computational Information Technologies
for Environmental Sciences

CITES '2019

**27 May – 6 June 2019
Moscow, Russia**



Международная молодежная школа и конференция
по вычислительно-информационным технологиям
для наук об окружающей среде

CITES '2019

**27 мая – 6 июня 2019
Москва, Россия**



Организаторы CITES' 2019

Институт вычислительной математики
им. Г.И. Марчука РАН,

Институт мониторинга климатических
и экологических систем СО РАН

Гидрометцентр РФ,

при поддержке
Международного центра
теоретической физики,

Всемирной
программы исследований климата,

Российского фонда
фундаментальных исследований,
(проект № 19-05-20067 Научные мероприятия).

CITES' 2019 organizers

Marchuk Institute of Numerical Mathematics
Russian Academy of Sciences (RAS),

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological
Systems (Siberian Branch of RAS)

Hydrometeorological Research Centre of Russia,

with the support of
International Centre
for Theoretical Physics (ICTP),

World Climate
Research Program,

Russian Foundation
for Basic Research
(Grant № 19-05-20067).

СОДЕРЖАНИЕ / CONTENTS

SESSION I

SUBSEASONAL AND LONG-TERM METEOROLOGICAL AND CLIMATIC PREDICTIONS

СЕКЦИЯ I

СУБСЕЗОННЫЕ И ДОЛГОСРОЧНЫЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

Impact of snow initialisation on subseasonal-to-seasonal forecasts	
Yvan Orsolini, Fei Li	12
О связи изменчивости среднего потока и вихрей с систематическими ошибками в моделях	
Крупчатников В., Мартынова Ю., Боровко И., Платов Г.	14
On the relationship between the variability of the mean flow and eddies with systematic errors in the models	
Krupchatnikov V., Martynova Yu., Borovko I., Platov G.	15
Assessment of interseasonal relationship between snow cover and atmospheric conditions in Siberia from different datasets	
Martynova Yu.V.	17
Оценка проявления межсезонной связи между величиной снежного покрова и атмосферными условиями в Сибири по данным различного типа	
Мартынова Ю.В.	17
Long-range weather prediction using coupled model	
Fadeev R.Yu., Ushakov K.V., Tolstykh M.A., Ibrayev R.A., Shashkin V.V.	21
Долгосрочный прогноз погоды на основе совместной модели	
Фадеев Р.Ю., Ушаков К.В., Толстых М.А., Ибраев Р.А., Шашкин В.В.	22
Possible ways of the evolution of the Arctic polar vortex in the spring	
Savelieva E.S., Zuev V.V.	24
Возможные варианты развития арктического полярного вихря в весенний период	
Савельева Е.С., Зуев В.В.	25
Development of ensemble forecast system in Hydrometcentre of Russia. Initial ensemble data preparation	
Rogutov V.S., Tolstykh M.A., Miziak V.G.	27
Развитие системы ансамблевого прогноза Гидрометцентра России.	
Подготовка ансамбля начальных данных	
Рогутов В.С., Толстых М.А., Мизяк В.Г.	28

SESSION II

MODELING AND ANALYSIS OF GLOBAL AND REGIONAL CLIMATE AND RELATED ATMOSPHERIC PROCESSES

СЕКЦИЯ II

МОДЕЛИРОВАНИЕ И АНАЛИЗ ГЛОБАЛЬНОГО И РЕГИОНАЛЬНОГО КЛИМАТА И ФОРМИРУЮЩИХ ЕГО АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ

Modern climate change in tropo-stratosphere and the interaction between the layers	
Perevedentsev Yu.P., Sherstyukov B.G., Shantalinskii K.M., Guryanov V.V.	31
Современные климатические изменения в тропо-стратосфере и взаимодействие между слоями	
Переведенцев Ю.П., Шерстюков Б.Г., Шанталинский К.М., Гурьянов В.В.	32
Study of the role of atmospheric forcing in the formation of the Arctic ice	
Platov G., Golubeva E.	35
Исследование роли атмосферного форсинга при формировании ледового поля Арктики	
Платов Г.А., Голубева Е.Н.	36
The mechanism of natural climate oscillations in Arctic and North Atlantic in climate model of INM RAS	
Volodin E.	39
Механизм естественных колебаний климата в Арктике и северной Атлантике по данным климатической модели ИВМ РАН	
Володин Е.М.	40

Simulation of North Eurasia winter atmosphere circulation with the SLAV 972L96 model Tolstykh M.A., Fadeev R. Yu., Shashkin V.V., Goyman G.S., Khan V.M.	42
Воспроизведение зимней циркуляции атмосферы в Северной Евразии моделью ПЛАВ 972L96 Толстых М.А., Фадеев Р.Ю., Шашкин В.В., Гойман Г.С., Хан В.М.	42
Особенности развития блокирующих процессов в Северном и Южном полушариях Кононова Н.К., Морозова С.В.	45
Differences in the formation of blocking processes in the Northern and Southern Hemispheres Kononova N.K., Morozova S.V.	46
Calculation of parameters of gravity flows with a finite-element model of atmospheric dynamics Yudin M.S.	49
Расчет параметров гравитационных течений в атмосфере с помощью модели конечных элементов Юдин М.С.	49
El Niño forecast based on Global atmospheric oscillation Serykh I.V., Sonechkin D.M.	52
Прогноз Эль-Ниньо на основе Глобальной атмосферной осцилляции Серых И.В., Сонечкин Д.М.	53
Analysis of NH winter storm track realization in simulations of INM CM5 Vargin P.N., Martynova Y.V., Volodin E.M., Kostrykin S.V.	56
Анализ воспроизведения шторм-треков Северного полушария в расчетах климатической модели ИВМ РАН CM5 Варгин П.Н., Мартынова Ю.В., Володин Е.М., Кострыкин С.В.	57
Comparative analysis of the assessment of hydrothermal conditions of the Tomsk region, using different droughts coefficients Ryazanova A.A., Voropay N.N.	60
Сравнительный анализ оценки гидротермических условий Томской области при использовании разных коэффициентов засушливости Рязанова А.А., Воропай Н.Н.	61
Spatio-temporal distribution of periods with low and high temperatures in Western Siberia for 1961-2016 Volkova M.A., Cheredko N.N., Titovskaya A.A.	64
Пространственно-временное распределение периодов низких и высоких температур на юге Западной Сибири в период 1961-2016 гг. Волкова М.А., Чередыко Н.Н., Титовская А.А.	65
Regional climate clusters on the territory of Eurasia against the background of global climate change Cheredko N.N., Tartakovskiy V.A., Volkov Y.V.	68
Региональные климатические кластеры на территории Евразии на фоне изменения глобального климата Чередыко Н.Н., Тартаковский В.А., Волков Ю.В.	69
Statistics of thermal convection structures in atmospheric boundary layer based upon acoustic sounding data Vazaeva N., Chkhetiani O., Kurgansky M.	72
Статистика конвективных образований в атмосферном пограничном слое на основе данных акустического зондирования Вазеева Н.В., Чхетиани О.Г., Курганский М.В.	73
Results wavelet analysis non-periodic sea level fluctuations Cape Kamenyy (Ob Bay of the Kara sea) Yagovkina E.A., Khaimina O.V., Kubyshkin N.V.	75
Результаты вейвлет-анализа неперидических колебаний уровня моря у мыса Каменный (Обская губа Карского моря) Яговкина Е.А., Хаймина О.В., Кубышкин Н.В.	76
The dynamics of the Arctic polar vortex during the 1984/1985 sudden stratospheric warming Savelieva E.S., Zuev V.V.	79
Особенности динамики арктического полярного вихря при внезапном стратосферном потеплении в 1984/1985 гг. Савельева Е.С., Зуев В.В.	80
Исследование взаимовлияния глобальных объектов циркуляции с применением методов дисперсионного анализа Морозова С.В.	83
The study of the mutual influence of global circulation objects of method of dispersive analysis Morozova S.V.	84
Influence of various parameters INM RAS climate model on the extreme precipitation simulation Tarasevich M.A., Volodin E.M.	86

Влияние различных параметров модели климата ИВМ РАН на воспроизведение экстремальных осадков	
Тарасевич М.А., Володин Е.М.	87
Numerical simulation of the breeze circulation using the WRF-ARW model	
Kraevskaya N.Yu., Shokurov M.V.	91
Численное моделирование бризовой циркуляции с использованием модели WRF-ARW	
Краевская Н.Ю., Шокуров М.В.	91
Analysis of circulation near the coast of the western Crimea and in the region of Sevastopol with the assimilation of temperature and salinity observations	
Evstigneeva N.A., Demyshev S.G.	94
Анализ циркуляции у берегов западного Крыма и в районе Севастополя с усвоением данных наблюдений температуры и солености	
Евстигнеева Н.А., Демьшев С.Г.	95
Анализ характеристик тропопаузы в арктическом регионе	
Козлова Л.Ф., Стерин А.М.	98
Analysis of tropopause characteristics in the Arctic region	
Kozlova L.F., Sterin A.M.	98
Characteristics of high-altitude jet streams during anomalous weather conditions in the Northern Hemisphere, using the example of July 2018	
Durneva E.	99
Характеристики высотных струйных течений при аномальном поведении погоды в Северном полушарии, на примере июля 2018 года	
Дурнева Е.А.	100
Characteristics of clouds with vertical development on days with hail over the south-east of Western Siberia	
Nechepurenko O.E., Volkova M.A., Gorbatenko V.P., Kuzhevskaya I.V., Chursin V.V.	103
Оценка условий формирования градовых процессов на юго-востоке Западной Сибири	
Нечепуренко О.Е., Волкова М.А., Горбатенко В.П., Кузевская И.В., Чурсин В.В.	104
Investigation in the changes of eddy and advective heat fluxes over the southeastern part of Western Siberia	
Usova E.I., Loginov S.V., Kharyutkina E.V., Martynova Yu.V.	107
Исследование изменений вихревых и адвективных потоков тепла на юго-востоке Западной Сибири	
Усова Е.И., Логинов С.В., Харюткина Е.В., Мартынова Ю.В.,	107
Climatology of the surface-based inversions in the cities of the Arctic zone of the Russian Federation and its impact on air quality	
Vorotilova P.G., Konstantinov P.I.	111
Климатология приземных инверсий в городах Арктической зоны РФ и ее влияние на качество воздуха	
Воротилова П.Г., Константинов П.И.	111
Анализ нелинейных взаимодействий стационарных планетарных волн	
Диденко К.А., Погорельцев А.И.	113
Analysis of nonlinear interactions of stationary planetary waves	
Didenko K.A., Pogoreltsev A.I.	114
Modeling the dynamics of thermal comfort conditions in Arctic cities on the background of regional climate change	
Semenova A.A., Konstantinov P.I., Samsonov T.E.	116
Моделирование динамики условий термического комфорта в городах Арктической зоны РФ на фоне регионального изменения климата	
Семёнова А.А., Константинов П.И., Самсонов Т.Е.	117
Thermal comfort differences in Russian cities (Moscow case-study)	
Samyltyrova M.S., Konstantinov P.I.	120
Изучение трендов условий термического комфорта в городах Российской Федерации на примере Москвы	
Самыльцова М.С., Константинов П.И.	121
Assessment of CO₂ flux variation for Russian forest ecosystems under climate change with JSBACH model	
Martynova Yu.V., Krupchatnikov V.N.	124
Оценка вариации потоков CO₂ для лесных экосистем России в условиях климатических изменений с помощью модели JSBACH	
Мартынова Ю.В., Крупчатников В.Н.	125
Stability of relic methane hydrates at climatic changes in the Holocene	
Arzhanov M.M., Malakhova V.V., Mokhov I.I., Parfenova M.R.	128

Устойчивость реликтовых метангидратов при климатические изменениях в голоцене Аржанов М.М., Малахова В.В., Мохов И.И., Парфенова М.Р.	129
Numerical simulation of the Arctic methanehydrates influence on the climate variability and gas composition of the atmosphere Cherepova M., Smyshlyayev S.	131
Численное моделирование влияния арктических метаногидратов на изменчивость климата и газового состава атмосферы Черепова М.В., Смышляев С.П.	132
Research of influence of ocean and the phenomena the El-Nino and Southern oscillation on structure and structure of an atmosphere Jakovlev A.R., Smyshlyayev S.P.	134
Моделирование влияния океана и явления Эль-Ниньо – Южной осцилляции на структуру и состав атмосферы Яковлев А.Р., Смышляев С.П.	135
Interannual variability of the wind stress curl in the Black Sea Shokurova I.G.	332
Межгодовая изменчивость завихренности напряжения трения ветра в Черном море Шокурова И.Г.	332

SESSION III

DEVELOPMENT OF EARTH SYSTEM MODEL COMPONENTS

СЕКЦИЯ III

РАЗРАБОТКА КОМПОНЕНТ МОДЕЛИ СИСТЕМЫ ЗЕМЛЯ

A study of the Atlantic and Pacific waters impact on reduction of the Arctic sea ice Golubeva E., Iakshina D.	138
Исследование вклада атлантических и тихоокеанских вод в процесс сокращения арктического морского льда Голубева Е.Н., Якшина Д.Ф.	139
The response of Arctic Ocean methane hydrate to the climate change Malakhova V.V., Golubeva E.N.	141
Отклик метангидратов донных отложений Северного Ледовитого океана на изменения климата Малахова В.В., Голубева Е.Н.	142
Study of cascading processes on the Kara Sea shelf Platov G., Golubeva E., Karachakova A.	145
Исследование процессов каскадинга на шельфе Карского моря Платов Г.А., Голубева Е.Н., Карачакова А.Р.	146
Влияние высокоразрешающего атмосферного форсинга на воспроизведение океанских вихрей и глубокой конвекции в субполярной Северной Атлантике Веземская П.С., Барнье Б., Гавриков А.В., Гулёв С.К., Молинь Ж.-М.	150
Impact of fine atmospheric scales on ocean eddies and deep convection in the Subpolar Northern Atlantic Verezemskaya P., Barnier B., Gavrikov A., Gulev S., Molines J.-M.	151
Reproduction of stratosphere dynamics with multiscale version of SLAV atmospheric model Shashkin V. , Tolstykh M.	155
Воспроизведение динамики стратосферы многомасштабной версией модели атмосферы ПЛАВ Шашкин В.В., Толстых М.А.	155
Study of ice conditions of the Azov Sea using satellite data and numerical simulation results Puzina O.S., Mizyuk A.I.	158
Исследование ледовых условий Азовского моря по спутниковым данным и по результатам численного моделирования Пузина О.С., Мизюк А.И.	159
The influence of differents open boundary conditions on the results of numerical simulation in the north-eastern part of the Black Sea Senderov M.V., Mizyuk A.I.	162
Влияние различных видов граничных условий на жидкой боковой границе на результаты численного моделирования в северо-восточной части Черного моря Сендеров М.В., Мизюк А.И.	163
Negative viscosity parameterization in NEMO ocean model Perezhogin P.A.	166

Параметризация отрицательной вязкости в модели океана NEMO Пережогин П.А.	167
Sensitivity of modeling results of the Black Sea circulation to the choice of boundary conditions on the free surface Demyshev S.G., Dymova O.A.	170
Оценка чувствительности результатов моделирования циркуляции Черного моря к выбору граничных условий на свободной поверхности Демьшев С.Г., Дымова О.А.	171
Heat, mass and salt fluxes in the Lofoten basin (Norwegian sea) estimating using reanalysis data Naumov L.M., Gordeeva S.M., Belonenko T.V.	174
Оценка потоков тепла, массы и соли в Лофотенской котловине Норвежского моря на основе данных реанализов Наумов Л.М., Гордеева С.М., Белоненко Т.В.	175
Modelling of the Eastern Pacific tropical water dynamics in a global eddy-resolving numerical experiment Ушаков К.В., Ибраев Р.А.	179
Особенности численного моделирования динамики тропических восточно-тихоокеанских вод в глобальном вихреразрешающем эксперименте Ушаков К.В., Ибраев Р.А.	180
Development of the Medium-Range Ensemble prediction system in the Hydrometcenter of Russia. The observations used and their assimilation Mizyak V., Rogutov V., Tolstykh M.	324
Развитие ансамблевой системы среднесрочного прогноза погоды в Гидрометцентре России. Используемые наблюдения и особенности их усвоения Мизьяк В.Г., Рогутов В.С., Толстых М.А.	324
Semi-implicit semi-Lagrangian shallow-water model on the staggered reduced lat-lon grid Goyman G.S., Shashkin V.V.	328
Полунеявная полулагранжева модель мелкой воды на редуцированной широтно-долготной сетке с разнесением переменных Гойман Г.С., Шашкин В.В.	328

SESSION IV

LAND SURFACE PROCESSES: OBSERVATIONS, MODELS, DATA ASSIMILATION

СЕКЦИЯ IV

ПРОЦЕССЫ НА ПОВЕРХНОСТИ СУШИ: НАБЛЮДЕНИЯ, МОДЕЛИ И УСВОЕНИЕ ДАННЫХ

Assessment of treed bogs carbon balance disturbances under climate change from observation and modelling data Martynova Yu.V., Dyukarev E.A., Golovatskaya E.A.	184
Оценка нарушений углеродного баланса облесенных болот при изменении климата по данным наблюдений и моделирования Мартынова Ю.В., Дюкарев Е.А., Головацкая Е.А.	185
Temperature regime of drained and natural peatlands in arid and water-logged years Kiselev M.V., Voropay N.N., Dyukarev E.A., Preis Yu.I.	188
Температурный режим осушенных и естественных болот в засушливые и переувлажненные годы Киселев М.В., Воропай Н.Н., Дюкарев Е.А., Прейс Ю.И.	189
Моделирование обтекания 3D-поверхностей при исследовании изменений эоловых форм рельефа Малиновская Е.А.	192
Simulation of the flow around 3D surfaces in the study of changes in aeolian relief forms Malinovskaya E.A.	192
Soil moisture initialization for use in multilayer soil model of the global weather prediction system SL-AV Makhnorylova S.V., Tolstykh M.A.	195
Инициализация влагосодержания деятельного слоя подстилающей поверхности для многослойной параметризации почвы в глобальной модели атмосферы ПЛАВ Махнорылова С.В., Толстых М.А.	196
Investigation of microclimate, ground-level inversions and human thermal comfort conditions in Arctic cities of Russian Federation (based on UHIARC observations) Konstantinov P.I., Varentsov M.I., Repina I.A., Artamonov A.Yu., Shuvalov S.V., Samsonov T.E., Griscenko M.Yu., Semenova A.A., Vorotilova P.G., Esau I.N., Baklanov A.A.	199

Исследование микроклимата, повторяемости приземных инверсий и условий термического комфорта городов Арктической зоны РФ (на примере сети UHIARC) Константинов П.И., Варенцов М.И., Репина И.А., Артамонов А.Ю., Шувалов С.В., Самсонов Т.Е., Грищенко М.Ю., Семенова А.А., Воротилова П.Г., Езау И.Н., Бакланов А.А.	199
Regional photochemical sources of tropospheric ozone in Siberia and ETR Shtabkin Y.A., Moiseenko K.B., Skorokhod A.I., Berezina E.V.	201
Региональные фотохимические источники тропосферного озона в Сибири и на ЕТР Штабкин Ю.А., Моисеенко К.Б., Скороход А.И., Березина Е.В.	202
Verification of temperature and humidity conditions of mineral soils in the active layer model Bogomolov V., Dyukarev E., Stepanenko V., Volodin E.	205
Верификация температурного и влажностного режима болотных и минеральных почв в модели деятельного слоя Богомолов В.Ю., Дюкарев Е., Степаненко В.М., Володин Е.М.	205
Соотношение эмиссий метана от болот и наиболее экстремальных пожаров в Западной Сибири на основе данных МАСС/CAMS и GFED Антохина О.Ю., Антохин П.Н., Мартынова Ю.В.	207
Ratio of methane emissions from wetlands and the most extreme fires in Western Siberia based on MACC / CAMS and GFED data Antokhina O.Yu., Antokhin P.N., Martynova Yu.V.	208
Calculating scheme of ground freezing depth on basis of data on peculiarities of seasonal snowfalls deposition, snow cower accumulation and temperature variation Frolov D.M.	212
Расчетная схема глубины промерзания грунта на основе данных об особенностях сезонного выпадения снегопадов, накопления снежной толщи и изменения температуры Фролов Д.М.	212
A numerical study of the effect of summer atmospheric blocking on the methane concentration in Western Siberia Antokhin P.N., Antokhina O.Yu., Arshinov M.Yu., Belan B.D., Belan S.B., Davydov D.K., Kozlov A.V., Fofonov A.V.	214
Численное исследование влияния условий атмосферного блокирования в летний период на динамику концентрации метана для территории Западной Сибири Антохин П.Н., Антохина О.Ю., Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Белан С.Б., Давыдов Д.К., Козлов А.В., Фофонов А.В.	215
Оценка вклада климатических факторов в формирование волны половодья Семенова А.В., Буковский М.Е.	218
Assessment of the contribution of climatic factors to the formation of flood wave Semenova A.V., Bukovskiy M.E.	218
Investigation of microclimate and spatio-temporal structure of surface inversions in the winter conditions of the Arctic Konstantinov P.I., Varentsov M.I., Surkova G.V., Platonov V.S., Kolennikova M.A., Boiko A.P., Androsova E.E., Kuksova N.E., Perkhurova A.A., Krylov A.A., Varentsov A.I., Vorotilova P.G., Osipov A.M., Malytin I.V., Kospanov A.A., Melik-Bagdasarova A.S., Kozlov F.A., Bostonbaev A.S., Semenova A.A., Kostrova U.V.	221
Экспедиционное исследование микроклиматических различий, а также пространственно-временной структуры приземных инверсий в зимних условиях Заполярья (на примере города Апатиты) Константинов П.И., Варенцов М.И., Суркова Г.В., Платонов В.С., Коленникова М.А., Бойко А.П., Андросова Е.Е., Куксова Н.Е., Перхурова А.А., Крылов А.А., Варенцов А.И., Воротилова П.Г., Осипов А.М., Малютин И.В., Коспанов А.А., Мелик-Багдасарова А.С., Козлов Ф.А., Семенова А.А., Кострова У.В., Бостонбаев А.С.	222
River runoff simulation in the INM RAS-MSU land surface scheme Medvedev A., Stepanenko V., Bogomolov V.	224
Развитие параметризации речного стока в модели суши ИВМ РАН-МГУ Медведев А.И., Степаненко В.М., Богомолов В.Ю.	225
Experimental studies of atmospheric turbulence characteristics in the urban canyon Pashkin A., Bogomolov V., Stepanenko V., Repina I., Smirnov S.	227
Экспериментальные исследования характеристик атмосферной турбулентности в городском каньоне Пашкин А.Д., Богомолов В.Ю., Степаненко В.М., Репина И.А., Смирнов С.В.	228

СЕКЦИЯ V

ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫЕ И ИНФОРМАЦИОННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ДЛЯ НАУК О ЗЕМЛЕ

Development of hydrometeorological support for consumers using modern IT	
Vyazilov E.....	231
Развитие гидрометеорологического обеспечения потребителей с использованием современных ИТ	
Вязилов Е.Д.	232
Inverse problems for the study of climate-ecological processes under anthropogenic influences	
Penenko V., Tsvetova E.....	235
Обратные задачи для исследования климато-экологических процессов в условиях антропогенных воздействий	
Пененко В.В., Цветова Е.А.	236
Bayesian approach to the data assimilation problem based on the use of ensembles of forecasts and observations	
Klimova E.G.	239
Байесовский подход к задаче усвоения данных, основанный на применении ансамблей прогнозов и наблюдений	
Климова Е.Г.	240
Software package for «cloud» analysis of climate change and the environment: methods and approaches	
Okladnikov I.G., Gordov E.P., Ryazanova A.A., Titov A.G.	243
Программный комплекс для «облачного» анализа климатических изменений и окружающей среды: методы и подходы	
Окладников И.Г., Гордов Е.П., Рязанова А.А., Титов А.Г.	243
Creation of the long-term high-resolution hydrometeorological archive for Russian Arctic: methodology and first results	
Platonov V., Varentsov M.	247
Создание многолетнего архива гидрометеорологической информации высокого разрешения для российской Арктики: методология и первые результаты	
Платонов В.С., Варенцов М.И.	248
Development of a model for the forecast of El Nino and La Nina using neural networks	
Lubkov A.S., Voskresenskaya E.N., Marchukova O.V.	252
Разработка модели для прогноза Эль-Ниньо и Ла-Нинья с использованием нейронных сетей	
Лубков А.С., Воскресенская Е.Н., Марчукова О.В.	253
Методы машинного обучения в предсказании неопределённости моделей окружающей среды	
Соломатин Д.П.	256
Machine learning techniques in predicting uncertainty of environmental models	
Solomatine D.P.	257
Algorithms based on adjoint function ensembles for inverse modeling of transport and transformation of atmospheric pollutants	
Penenko A.	259
Алгоритмы на основе ансамблей сопряженных функций для обратного моделирования процессов переноса и трансформации примесей в атмосфере	
Пененко А.В.	260
Development of a program complex for atmospheric circulation classification	
Luferov V.S., Fedotova E.V.	263
Разработка программного комплекса на основе сверточных нейронных сетей для классификации атмосферной циркуляции	
Луферов В.С., Федотова Е.В.	263
Numerical solution of inverse problems for transformation models	
Penenko A., Mukatova Z., Salimova A.	266
Численное решение обратных задач для моделей трансформации примесей	
Пененко А.В., Мукатова Ж.С., Салимова А.Б.	267
Квазигавссовские модели стохастической структуры атмосферной облачности	
Каблукова Е. Г., Огородников В. А., Пригарин С. М.	269
Stochastic quasi-Gaussian models of the atmospheric clouds	
Kablukova E.G., Ogorodnikov V.A., Prigarin S.M.	269
A simplified method for monitoring cumulus clouds using total irradiance	
Zuev S.V., Krasnenko N.P.	272

Упрощенная методика мониторинга кучевой облачности по суммарной радиации Зуев С.В., Красненко Н.П.	273
Simulation of particle transport in urban environments with high spatial resolution Varentsov A.I., Stepanenko V.M., Konstantinov P.I.	275
Моделирование переноса частиц в городской среде с высоким пространственным разрешением Варенцов А.И., Степаненко В.М., Константинов П.И.	277
Mechanisms of squall formation in the Moscow region on May 29, 2017 Kuksova N.E., Toropov P.A.	278
Механизмы формирования шквала в Московском регионе 29 мая 2017 года Куксова Н.Е., Торопов П.А.	279
Online modelling of thermal comfort conditions for the population of Moscow region on microscale Perkhurova A.A., Konstantinov P.I., Varentsov M.I., Shartova N.V., Krainov V.N.	281
Моделирование условий термического комфорта для населения Московского региона в онлайн-режиме на микромасштабе Перхурова А.А., Константинов П.И., Варенцов М.И., Шартова Н.В., Крайнов В.Н.	282

SESSION VI

FUTURE EARTH PROGRAM AND NORTHERN EURASIA FUTURE INITIATIVE

СЕКЦИЯ VI

«БУДУЩАЯ ЗЕМЛЯ» И ИНИЦИАТИВА «БУДУЩЕЕ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ»

Long decreased/increased water flow periods in large rivers of Russia Georgiadi A.G., Kashutina E.A.	284
Длительные периоды пониженного/повышенного стока на крупных реках России Георгиади А.Г., Кашутина Е.А.	284
Влияние антропогенного потока тепла на мезомасштабные атмосферные процессы Гинзбург А.С.	288
The anthropogenic heat flux impact on mesoscale atmospheric processes Ginzburg A.S.	288
Quantitative assessment of spatiotemporal effects of climate variation and human activities on global grassland degradation in long time Jianlong LI, Yangyang LIU.	292
Severe convective weather events in Russia: statistics, interannual variability, formation risks in the 21st century Chernokulsky A., Kozlov F., Kurgansky M., Mokhov I., Shikhov A., Yarinich Yu.	296
Опасные явления погоды конвективного характера в России: статистика, межгодовая изменчивость, риски возникновения в 21 веке Чернокульский А.В., Козлов Ф.А., Курганский М.В., Мохов И.И., Шихов А.Н., Ярынич Ю.И.	297
Spatial distribution of extreme wind speeds statistic over the Sakhalin Island based on observations and high-resolution modelling data Platonov V., Kislov A.	299
Пространственные закономерности распределения статистических характеристик экстремальных скоростей ветра на о. Сахалин по данным наблюдений и моделирования высокого разрешения Платонов В.С., Кислов А.В.	300
Using «Climate» Information and Computing System to raise awareness among the population and decision makers about the implications of climate change for the region Gordova Yu.E., Ryazanova A.A., Titov A.G., Gordov E.P.	303
Использование информационно-вычислительной системы «Климат» для повышения осведомленности населения и лиц, принимающих решения, о последствиях климатических изменений для региона Гордова Ю.Е., Рязанова А.А., Титов Е.Г., Гордов Е.П.	304
Wind projections for the territory of Russia considering development of the wind power Fedotova E.V., Lufarova E.A.	307
Разработка оценок ветроэнергетического потенциала для территории России Федотова Е.В., Луферова Е.А.	308

Analysis of aridity characteristics in Europe in the last millennium according to calculations with climatic models	
Mirsaeva N.A., Eliseev A.V.	311
Анализ характеристик засушливости на территории Европы в последнее тысячелетие по данным расчетов с климатическими моделями	
Мирсаева Н.А., Елисеев А.В.	311

SESSION VI

THE SIXTEENTH SESSION OF THE CIS CLIMATE FORUM ON SEASONAL FORECASTS (NEACOF-16)

СЕКЦИЯ VI

ШЕСТНАДЦАТАЯ СЕССИЯ КЛИМАТИЧЕСКОГО ФОРУМА СТРАН СНГ ПО СЕЗОННЫМ ПРОГНОЗАМ (СЕАКОФ-16)

Accuracy of Uzhydromet's monthly forecasts	
Shermukhamedov U. A.	313
Оправдываемость месячных прогнозов Узгидромета	
Шермухамедов У.А.	314
Specialized climate services to support decision making in Kazakhstan	
Kurmanova M., Monkaeva G.	317
Специализированное климатическое обслуживание в поддержку принятия решений в Казахстане	
Курманова М., Монкаева Г.	318
Approaches and results of assessing the potential climate change in Kazakhstan	
Beldeubayev Ye., Smirnova Ye., Dolgikh S.	320
Подходы и результаты оценки вероятного изменения климата Казахстана	
Белдеубаев Е., Смирнова Е., Долгих С.	321



SESSION I

SUBSEASONAL AND LONG-TERM METEOROLOGICAL AND CLIMATIC PREDICTIONS

СЕКЦИЯ I

СУБСЕЗОННЫЕ И ДОЛГОСРОЧНЫЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ПРОГНОЗЫ

Impact of snow initialisation on subseasonal-to-seasonal forecasts

Yvan Orsolini, Fei Li

NILU -Norwegian Institute for Air Research, Kjeller, Norway

<https://www.nilu.no/en/>

E-mail : orsolini@nilu.no, Fei.Li@nilu.no

1. INTRODUCTION

There is an increasing interest in improving forecast skill on the sub-seasonal to seasonal timescales (S2S; defined here as the time range from 10 days to one season), which is between the routine use of weather forecasts and the developing use of seasonal prediction (Mariotti et al., 2018; Vitart and Robertson, 2018). Traditionally weather forecasts are based on the atmospheric initial conditions. As information contained in the initial atmospheric states is lost gradually (more than 10 days ahead), the predictability decreases. S2S prediction has been considered as extended-range weather forecasts, relying on both the initial conditions and the more slowly evolving processes, such as the El Niño–Southern Oscillation (ENSO), the Madden–Julian Oscillation (MJO) or soil moisture (Koster et al., 2010). Snow cover/depth is another opportunity of increased predictive skill on the S2S timescales (Orsolini et al., 2013). A thick snowpack tends to raise surface albedo and to decouple the atmosphere from the soil layers below. These radiative and thermodynamical feedbacks persist in the land–atmosphere system over monthly to seasonal timescales. Based on better representation of initial snow state, previous studies indicated significant forecast skill of winter TS over some regions of Eurasia out to around 1–2 months, through strong, localized snow–albedo feedback, using either a fully coupled forecast model of the European Centre for Medium-range Weather Forecasts (ECMWF; Orsolini et al., 2013) or an Atmospheric General Circulation Model (Jeong et al., 2013). These studies were limited by the weak stratospheric response in low-top atmospheric general circulation models and by the short analysis period. In addition, Orsolini et al. (2016) demonstrated the influence of snow initialization in predicting the NAO event in the winter of 2009/2010 via a stratospheric pathway. There could be additional forecast skill for extratropical climate, considering the snow–stratospheric teleconnection pathway (e.g., Orsolini et al., 2011; Cohen et al., 2014). However, until recently it has received relatively little attention from a prediction viewpoint.

In the present study, we evaluate the contribution of snow initialization to the S2S predictability of Eurasian winter climate, utilizing the Norwegian Climate Prediction Model (NorCPM) conjoined with the Whole Atmosphere Community Climate Model (WACCM). Two sets of ensembles of 30 retrospective forecasts starting on 1 November for each of the winters from 1980 to 2016 are conducted with either realistic initialization or scrambling of snow variables. We emphasize that accurate snow initialization through the snow–troposphere–stratosphere interactions provides benefits for predicting the key aspects of the northern hemisphere circulation in particular during the early winter.

2. MODEL EXPERIMENTS AND METHODOLOGY

a. The Norwegian Climate Prediction Model (WACCM)

NorCPM combines the Norwegian Earth System Model, a state-of-the-art climate model, and advanced data assimilation techniques based on the Ensemble Kalman Filter approach. It provides the initialized seasonal-to-decadal climate prediction system (Counillon et al., 2016). This study utilized a variant of NorCPM, in which the atmospheric component is replaced with WACCM version 4, a high-top chemistry–climate model. WACCM enhances vertical resolution in the stratosphere and mesosphere (up to 5.9×10^{-6} hPa, approximately 140 km). In addition, WACCM incorporates an interactive stratospheric chemistry package and special gravity wave parameterizations and is therefore a better tool for studying the stratospheric response.

In the present study, the atmosphere and land model have a horizontal resolution of $1.9^\circ \times 2.5^\circ$ (or f19 for the approximately 2° finite volume grid). The atmosphere has 66 vertical levels. The ocean and sea ice model have a horizontal resolution of 2° on a tripolar grid. The ocean uses 53 isopycnal layers.

b. Experimental design and snow initialization

We performed two parallel ensembles of retrospective forecasts with either “realistic” or “scrambled” initial snow state using NorCPM (WACCM). Starting from the date of 1 November, two ensemble forecasts are conducted for each of 3 months (1 November–31 January) from 1985 to 2016. The 30 ensemble members are generated from the different initial oceanic states. Two ensemble forecasts each have realistic initial atmospheric, land, and oceanic conditions, except wherever the snow is present on land (in either hemisphere). We perform the initialization procedure as follows.

- The atmospheric condition is initialized from a 15-day strongly nudged run using WACCM. The ERA-Interim reanalysis is used to constrain the model. The dynamical prognostic variables adjusted by nudging are winds and temperature.

- The initial landstate is firstly derived from an off-line run using the Community Land Model (CLM), with the model default forcing datasets (CRUNCEP).

- The oceanic condition is initialized from an assimilation run ensemble using NorCPM, with the monthly assimilation of sea surface temperature (SST) anomaly and Temperature–Salinity profile.

- A second-stage nudging brings the different atmospheric, land and ocean component into an adjusted stage, prior to the forecasting stage.

In the first ensemble (hereafter Series 1), the snow variables are realistically initialized and are identical for all members. In the second set (hereafter Series 2), the snow variables are scrambled, taken at random from any of the remaining years. Hence, each ensemble member in Series 2 had different randomized, initial snow state, while the ten prognostic snow variables are scrambled in a consistent manner.

c. Methods

Series 1 and 2 each consist of 930 simulations (31 winters \times 30 members), providing large enough samples to test the impact of snow initialization on predictability. Two experiment series are evaluated against ERAINT or ERAINT/Land reanalyses. Forecast skill for each series is quantified by the r-square metric (r^2). Here, r indicates anomaly correlation coefficient obtained by verifying ensemble mean forecasts against reanalyses, to account for season-dependent model biases. The reanalysis anomaly is calculated from the 1985–2016 climatology. The forecast anomaly is calculated from 30-member climatologies. When mapping r^2 , we have multiplied each r^2 by the sign of r . The r^2 difference with large positive r (and hence large r^2) between Series 1 and 2 will indicate the regions where the difference in snow initialization played a role, provided that statistical noise is negligible. The statistical significances are assessed using a Monte-Carlo approach based on 1000 random re-shufflings of the observational anomalies.

These simulations will be used to assess the impact of snow initialisation upon the forecasts of snow, surface temperature and other dynamical quantities.

References:

1. Cohen J, Furtado J, Jones J, Barlow M, Whittleston D, Entekhabi D (2014) Linking Siberian snow cover to Precursors of stratospheric variability. *J Clim* 27:5422–5432
2. Counillon, F., Keenlyside, N., Bethke, I., Wang, Y., Billeau, S., Shen, M. L., & Bentsen, M. (2016). Flow-dependent assimilation of sea surface temperature in isopycnal coordinates with the Norwegian Climate Prediction Model. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 68(1), 32437.
3. Jeong, J.H., H.W. Linderholm, S.-H. Woo, C. Folland, B.-M. Kim, S.-J. Kim and D. Chen (2013), Impact of snow initialization on subseasonal forecasts of surface air temperature for the cold season, *J. Clim.*, 26:1956-1972.

4. Koster R.D., et al (2010) Contribution of land surface initialization to subseasonal forecast skill: first results from a multi-model experiment. *Geophys Res Lett* 37:L02402. doi:10.1029/2009GL041677.
5. Mariotti, A., Ruti, P. M., & Rixen, M. (2018). Progress in subseasonal to seasonal prediction through a joint weather and climate community effort. *npj Climate and Atmospheric Science*, 1(1), 4.
6. Orsolini YJ, Kindem IT, Kvamstø NG (2011) On the potential impact of the stratosphere upon seasonal dynamical hindcasts of the North Atlantic Oscillation: a pilot study. *Clim Dyn* 36:579, doi:10.1007/s00382-009-0705-6
7. Orsolini, Y.J., Senan, R., Balsamo, G., Doblas-Reyes, F., Vitart, D., Weisheimer, A., Carrasco, A., Benestad, R. (2013), Impact of snow initialization on sub-seasonal forecasts, *Clim. Dyn.*, 41:1969-1982.
8. Orsolini, Y.J., Senan, R., Vitart, F., Weisheimer, A., Balsamo, G., Doblas-Reyes F., (2016) Influence of the Eurasian snow on the negative North Atlantic Oscillation in subseasonal forecasts of the cold winter 2009/10, *Clim. Dyn.*, vol 47, 3, pp 1325–1334.
9. Vitart, F., & Robertson, A. W. (2018). The sub-seasonal to seasonal prediction project (S2S) and the prediction of extreme events. *npj Climate and Atmospheric Science*, 1(1), 3.

О связи изменчивости среднего потока и вихрей с систематическими ошибками в моделях

^{1,2}Крупчатников В., ^{1,3}Мартынова Ю., ^{1,4}Боровко И., ^{4,2}Платов Г.

¹ СибНИГМИ, Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет, Россия

³ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

⁴ Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

E-mail: vkrupchatnikov@yandex.ru

Большое количество работ было посвящено исследованиям (Charney, J., M.Stern, 1962; Andrews, D., ME McIntyre, 1976; Simmons, A., B.Hoskins, 1978; Hoskins, B., I .James, G.White, 1983 и др.) о взаимодействии вихрей разных масштабов (от планетарных до синоптических), но пока эти процессы не до конца ясны и интенсивно исследуются (Kaspi Y., T.Schneider), 2013; Томпсон, DJ, Y.Li, 2015; Симпсон И., Т. Шоу и Р. Сигер, 2014; Мартынова Ю., В. Крупчатников, 2015; Боровко И., В. Крупчатников, 2015; и т.д.) чтобы понимать механизмы изменчивости, особенно расположение и интенсивность струйных течений, шторм-треков, динамику блокирования, источники систематических ошибок в моделях.

Кроме того, еще недостаточно изучены динамические аспекты климата. Исследования показали, что продолжительные меридиональные колебания струи (характерный временной масштаб кольцевых мод) в средних широтах в моделях связано со смещением широты климатологической струи, что имеет важные последствия для прогнозов динамики климата и погоды в средних широтах. Взаимодействие среднего потока и вихрей, которое приводит к такому аномальному состоянию среднеширотной струи, зависит от процессов, связанных с источником, в нижней тропосфере, вертикально распространяющихся волн Россби, бароклинных механизмов и процессов, связанных с распространением и разрушением волн верхней тропосферы. Уменьшение ошибок позволяет нам: (i) увеличить точное время выполнения прогнозов численного прогноза погоды, (ii) уточнить краевые условия для областей высокого разрешения, вложенных в глобальные модели, и (iii) улучшить статистические свойства моделируемого климата. Эти вопросы, в рамках теории, на основе данных моделирования и реанализа, рассматриваются в данном докладе.

Работа поддержана РФФИ, гранты № 16-05-00558 и № 17-05-00382.

On the relationship between the variability of the mean flow and eddies with systematic errors in the models

^{1,2}Krupchatnikov V., ^{1,3}Martynova Yu., ^{1,4}Borovko I., ^{4,2}Platov G.

¹ Siberian Research Hydrometeorological Institute, Novosibirsk, Russia

² Novosibirsk State University, Russia

³ Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

⁴ Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

E-mail: vkrupchatnikov@yandex.ru

A large number of topics have been devoted to the researches (Charney, J., M. Stern, 1962; Andrews, D., M. E. McIntyre, 1976; Simmons, A., B. Hoskins, 1978; Hoskins, B., I. James, G. White, 1983; etc.) of the interaction between vortices of various scales (from planetary to synoptic), but so far these processes are not completely clear and are under intensive research (Kaspi, Y., T. Schneider, 2013; Thompson, D.J., Y. Li, 2015; Simpson, I., T. Shaw, and R. Seager, 2014; Martynova Yu., V. Krupchatnikov, 2015; Borovko I., V. Krupchatnikov, 2015; etc.) to understand mechanisms of variability, especially the location and strength of jets, storm tracks, blocking episodes and the sources of systematic errors in models.

Also the dynamical aspects of climate are not yet well understood, there is low confidence in circulation (there is biases patterns) simulated by global and regional models and their response to climate change (Shepherd, T., 2014, etc.). Poor modeling of atmospheric blocking in climate models is still a problem, and despite considerable advances in model development, there is only a moderate improvement in blocking simulation. The two preferred regions of blocking development, in the Euro-Atlantic and North Pacific, are relatively well captured by most of the models. However, the prominent error in blocking simulations consists of an underestimation of the total frequency of blocking episodes over both regions. A more detailed analysis revealed that this error was due to an insufficient number of medium spells and long-lasting episodes, and a shift in blocking lifetime distributions towards shorter blocks in the Euro-Atlantic sector. In the Pacific, results are more diverse; the models are equally likely to overestimate or underestimate the frequency at different spell lengths. Blocking spatial signatures are relatively well simulated in the Euro-Atlantic sector, while errors in the intensity and geographical location of the blocks emerge in the Pacific. The impact of models' systematic errors on blocking simulation has also been analyzed. The time-mean atmospheric circulation biases affect the frequency of blocking episodes, and the maximum event duration in the Euro-Atlantic region, while they sometimes cause geographical misallocations in the

Pacific sector. The analysis of the systematic error in time variability has revealed a negative relationship between the high-frequency variability of the transient eddies in the areas affected by blocking and blocking frequency. The blocking responses to errors in the low-frequency variability are different according to the region considered; the amplitude of the low-frequency variability is positively related to the blocking frequency and persistence in the Euro-Atlantic sector, while no such consistency is observed in the Pacific.

Studies have suggested that the persistence in the meridional oscillations of the midlatitude jet (i.e., annular mode time scale) in comprehensive climate models is related to the model biases in climatological jet latitude, with important implications for projections of future climates and midlatitude weather events. The eddy-mean flow interaction that characterizes the persistent anomalous state of the midlatitude jet depends on processes associated with the lower-tropospheric source of vertically propagating Rossby waves, baroclinic mechanisms, and processes associated with upper-tropospheric wave propagation and breaking, barotropic mechanisms. A variety of climate change like thermal forcing are used to generate a range of meridional shifts in the midlatitude eddy-driven jet. The idealized model shows a reduction in annular mode time scale associated with an increase in jet latitude, similar to comprehensive climate models. This decrease in time scale can be attributed to a similar decrease in the strength of the barotropic eddy feedback, which, in the positive phase of the annular mode, is characterized by anomalous potential vorticity (PV) mixing on the equatorward flank of the climatological jet. The decrease in subtropical PV mixing is, in turn, associated with a stronger subtropical jet as the eddy-driven jet is more distant from the subtropics. These results highlight the importance of subtropical eddy-mean flow interactions for the persistence of an eddy-driven jet.

The meridional oscillations of the midlatitude jet about its climatological position, known as the zonal index or annular mode (e.g., Thompson and Wallace 2000), describes the leading mode of extratropical atmospheric variability. The zonal jet oscillations and its associated eddy feedback are important for stratosphere-troposphere coupling and tropospheric predictability (Baldwin and Dunkerton 2001; Garfinkel et al. 2013), Rossby wave breaking (Franzke et al. 2004; Strong and Magnusdottir 2008), and the extratropical circulation responses to El Niño. Many models still exhibit the biases towards overly zonal midlatitude flow, with excessively strong jets are far from equator and with cyclone intensities and blocking frequencies both underestimated. Models can also exhibit significant biases in the level of planetary wave activity, although these are less

systematic across different models. Therefore, an understanding of midlatitude jet dynamics is essential for the extratropical atmospheric variability from intraseasonal to decadal time scales and for reducing systematic errors. In this report, we discuss one cause to systematic forecast error.

Despite advances in resolution and development of models in recent years (T. Volodin et al., 2017; I. Esau, M. Tolstykh, et al., 2018), due to enhanced computer power, numerical weather prediction and climate models still needs parameterizations of diabatic processes and will continue to do so for the near future. These parameterizations introduce inaccuracies into models and contribute to the occurrence of systematic forecast error. The reduction of systematic errors permit us: (i) extended accurate lead times for numerical weather prediction forecasts, (ii) improved lateral boundary conditions for high-resolution domains nested within global models, and (iii) improved statistical properties of climate integrations.

These issues, within the framework of the theory, based on the data of modeling and reanalysis, are considered in this report.

Acknowledgements. We are grateful for support from RFBR № 16-05-00558, and RFBR № 17-05-00382

References

1. Charney, J. G., and M. E. Stern, 1962: On the stability of internal baroclinic jets in a rotating atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 19, 159-172.
2. Andrews, D. G., and M. E. McIntyre, 1976: Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration. *J. Atmos. Sci.*, 33, 2031-2048.
3. Simmons, A. J., and B. J. Hoskins, (1979), The downstream and upstream development of unstable baroclinic waves. *J. Atmos. Sci.*, 36, 1239-1254.
4. Hoskins, B. J., I. N. James, and G. H. White, (1983), The shape, propagation and mean-flow interaction of large-scale weather systems. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1595-1612.
5. Kaspi, Y., and T. Schneider (2013), The role of stationary eddies in shaping midlatitude storm tracks, *J. Atmos. Sci.*, 70, 2596–2613.
6. Thompson, D. W. J., and Y. Li (2015), Baroclinic and barotropic annular variability in the Northern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, 72, 1117-1136.
7. I.R Simpson, T.A Shaw, R. Seager (2014), A diagnosis of the seasonally and longitudinally varying midlatitude circulation response to global warming. *J. Atmos. Sci.*, 71 (7), 2489-2515
8. Martynova, Yu. V.; Krupchatnikov, V. N. Peculiarities of the dynamics of the general atmospheric circulation in conditions of the global climate change// *IZVESTIYA ATMOSPHERIC AND OCEANIC PHYSICS*, 2015, vol. 51, issue 3, pp. 299-310
9. Borovko I.V., Krupchatnikov V.N. Responses of the Hadley cell and extratropical troposphere stratification to climate changes simulated with a relatively simple general circulation model // *Numerical Analysis and Application*. 2015. Vol.8, No.1. P.23-34
10. T.G Shepherd Atmospheric circulation as a source of uncertainty in climate change projections (2014), *Nature Geoscience*, 7. pp. 703-708. doi: <https://doi.org/10.1038/ngeo2253>
11. Thompson, D. W. J, and J. M. Wallace, (2000) Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. *J. Climate*, 13, 1000–1016.
12. Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, 1999: Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J. Geophys. Res.*, 104, 30 937–946.
13. Garfinkel, C. I., Waugh, D. W., and Gerber, E. P. (2013), The effect of tropospheric jet latitude on coupling between the stratospheric polar vortex and the troposphere, *J. Clim.*, 26(6), 2077– 2095, doi:10.1175/JCLI-D-12-00301.1
14. Franzke, C., S. Lee, and S. B. Feldstein, 2004: Is the North Atlantic Oscillation a breaking wave? *J. Atmos. Sci.*, 61, 145–160.
15. Strong, C., and G. Magnusdottir, 2008: Tropospheric Rossby wave breaking and the NAO/NAM. *J. Atmos. Sci.*, 65, 2861–2876.
16. Volodin E.M., Mortikov E.V., Kostykin S.V., Galin V.Y., Lykossov V.N., Gritsun A.S., Diansky N.A., Gusev A.V., Iakovlev N.G. SIMULATION OF THE PRESENT-DAY CLIMATE WITH THE CLIMATE MODEL INMCM5. *Climate Dynamics*. 2017. T. 49. № 11-12. C. 3715-3734.
17. I. Esau, M. Tolstykh, R. Fadeev, V. Shashkin, S. Makhnorylova, V. Miles and V. Melnikov Systematic errors in northern Eurasian short-term weather forecasts induced by atmospheric boundary layer thickness (2018) *Environmental Research Letters*, Volume 13, Number 12 P. 125009

Assessment of interseasonal relationship between snow cover and atmospheric conditions in Siberia from different datasets

Martynova Yu.V.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: FoxyJ13@gmail.com

In this paper the persistence of the relationship between the snow cover established in the autumn in Siberia and the atmospheric conditions of this territory that are formed in the following winter was assessed, using data of various types.

The attention was focused on the territory of Western Siberia, 55° - 74° N. and 60° – 90° E. For the study, NOAA observational data, the ERA-Interim reanalysis, and the results of the INMCM4 climate model were used.

For each data set for each year, the maximum area of October snow cover (Ssnow) was calculated. This value was used as an indicator of snow cover area, which was formed by the end of October in the territory under consideration. Also in the study, Arctic Oscillation (AO) indices for the winter months (December, January, February) were used both individually and on average for the winter. Using the obtained data series, the procedure of enumerating all continuous intervals and checking them for the presence of a significant linear relationship between the considered parameters was implemented. The correlation coefficients between Ssnow and the AO index were calculated for the whole series, as well as for all the nested series.

The obtained result showed the sensitivity of the manifestation of a statistically significant linear relationship between Ssnow in Siberia in October and the AO index in the following winter to the choice of the time interval for the study. In this case, it would be wrong to assume that the nature of the manifestation of this linear relationship in time is completely stochastic. It is more likely that at some periods of time, fluctuations in the characteristics of the snow cover in Siberia fall into antiphase with variations in the AO index, with the result that we get a significant linear relationship. Thus, it can be assumed that the considered mechanism of the interseason influence of snow cover variation on atmospheric conditions does not in itself control, but it can be used to explain the nature of the interaction of processes for those periods where a significant linear relationship has been found. Probably, the mechanism is launched and is being phased in under some lucky set of circumstances.

Оценка проявления межсезонной связи между величиной снежного покрова и атмосферными условиями в Сибири по данным различного типа

Мартынова Ю.В.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: FoxyJ13@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ

В силу климатических особенностей Евразии, наиболее обширный снежный покров формируется в сибирской части Евразии. По данным спутниковых наблюдений Национального управления океанических и атмосферных исследований (NOAA) основное формирование снежного покрова в Сибири происходит именно в октябре [1, 2], что сопряжено со сменой сезонов и соответствующей перестройкой атмосферной циркуляции на этой территории. Более того, выявлено, что территория Сибири является т.н. «горячим пятном» [3], т. е. локальные изменения на данной территории могут вызвать глобальные климатические и экосистемные изменения.

В 2007 году группа ученых во главе с Cohen J. сформулировала и представила возможный механизм влияния аномалий площади снежного покрова, сформировавшегося осенью, на атмосферные условия последующей зимой в Северном полушарии [4], который заключается в следующем. Площадь снежного покрова рассматриваемой территории быстро увеличивается, превышая нормальное значение, вызывая неадиабатическое выхолаживание, способствующее увеличению давления у поверхности, что в свою очередь приводит к снижению температуры ниже нормы. В результате выхолаживания в тропосфере усиливаются вертикальные потоки волновой энергии, которые вследствие их поглощения в

стратосфере приводят к разрушению полярного вихря и к формированию вторичной (аномальной) циркуляции. Возникшие аномалии геопотенциальных высот и ветров постепенно распространяются вниз из стратосферы в тропосферу вплоть до поверхности, где, в результате, у поверхности проявляется сильная отрицательная фаза АК. Кроме того, ослабление полярного вихря способствует увеличению температуры в стратосфере, ослаблению струйного течения и его сдвигу к югу, вследствие чего указанная вторичная циркуляция часто принимает форму блокинга. Таким образом, вариация осеннего снежного покрова может рассматриваться в качестве предиктора как для формирующихся в последующий зимний сезон аномальных атмосферных условий у поверхности, так и для внезапных стратосферных потеплений. Приведенный механизм является одним из возможных механизмов связи динамики атмосферы Арктики и средних широт.

На текущий момент существуют работы, показывающие что идентификация проявления указанного механизма может сильно зависеть от выбранного для исследования периода времени [5-7]. Кроме того, механизм влияния аномалий осеннего снежного покрова на атмосферные условия последующей зимой в Северном полушарии до конца не изучен, однако, исследователи сходятся на том, что он является очень сложным и требует всестороннего изучения [8, 9]. Существует также мнение, что влияние вариации снега на АО не подчиняется никакому физическому механизму, а является стохастическим явлением [10].

В работе с помощью данных различного типа проводилась оценка устойчивости проявления связи между величиной снежного покрова, установившегося осенью на территории Сибири, и атмосферными условиями, формирующимися на указанной территории в последующий зимний сезон.

ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Территория. В рамках данной работы внимание было сосредоточено на территории Западной Сибири, 55° – 74° с.ш. и 60° – 90° в.д.

Использованные данные. В рамках исследования были использованы данные различного происхождения: наблюдения, реанализ и результаты работы климатической модели.

В качестве наблюдений были привлечены данные о площади снежного покрова из архива спутниковых данных NOAA, сформированного для всего Земного шара с недельным разрешением по времени, доступного для скачивания на официальном сайте Лаборатории по изучению снежного покрова Ратгерского университета (<https://climate.rutgers.edu/snowcover/>), а также данные о величине индекса АК с официального сайта National Weather Service Climate Prediction Center (NWS CPC http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao.shtml). В связи с тем, что значения индекса АК, публикуемые NOAA, принимаются, де-факто, в качестве наблюдаемого индекса АК, допустимо их использование совместно с данными о площади снега, полученными на основе спутниковых наблюдений. Был рассмотрен период 1979-2016 г.

Были также использованы для работы данные реанализа ERA-Interim (горизонтальное разрешение $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$) с рассмотрением периода 1979-2015 гг. и результаты численного моделирования, полученные с помощью глобальной климатической модели INMCM4 [11], взятые с банка данных CMIP5 для периода 1976-2005 гг. из эксперимента piControl (<http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/>).

Методика исследования. Для каждого набора данных для каждого года была вычислена максимальная за октябрь площадь снежного покрова. Эта величина использовалась в качестве индикатора величины площади снежного покрова, сформировавшейся к концу октября на рассматриваемой территории (Ssnow). Также в исследовании были использованы индексы АК для зимних месяцев (декабрь, январь, февраль) как отдельно так и в среднем за зимний сезон.

Используя полученные ряды данных, была реализована процедура перебора всех непрерывных интервалов и проверки их на наличие значимой линейной связи между рассматриваемыми параметрами (далее процедура ПП - «процедура перебора и проверки»). Коэффициенты корреляции между Ssnow и индексом Арктического колебания рассчитывались по всему ряду, а также по всем вложенным рядам. Например, для наблюдений, для ряда данных 1979-2016 гг. длиной 38 лет, сначала вычислялась корреляция для всего периода. Затем длина периода уменьшалась на 1 год, и проводилось вычисление корреляции для двух вложенных периодов: 1979-2015 и 1980-2016. Далее длина периода уменьшалась еще на 1 год, соответственно, вычисления проводились уже для трех вложенных периодов: 1979-2014, 1980-2015, 1981-2016. И так далее, пока длина вложенных периодов не достигла длины 10 лет. Такая процедура была проведена для каждого включенного в рассмотрение набора данных.

Коэффициенты корреляции вычислялись между исходными рядами данных (ИР), а также между рядами данных с исключенным трендом (ИТР). Последнее позволило оценить степень влияния низкочастотной составляющей на связь вариаций рассматриваемых параметров. Необходимо отметить, что процедура исключения тренда проводилась для каждого вложенного периода в отдельности. Значимость полученных коэффициентов корреляции определялась также для каждого вложенного интервала в отдельности, учитывая фактическую длину каждого.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Полученные оценки проявления линейной связи между S_{snow} и индексом АК демонстрируют существенный разброс значений при переходе от месяца к месяцу и от одного набора данных к другому. Одновременно для всех наборов данных рассматриваемая статистически значимая линейная связь проявляется только при анализе всего зимнего сезона в целом по ИТР (таблица 1), и отсутствует в январе при анализе ИР.

Таблица 1. Обобщенная оценка проявления статистически значимой линейной связи между S_{snow} и индексом АК ($\alpha = 0.1$). Синий цвет — отрицательный знак связи, красный — положительный, серый — отсутствие значимой связи для $\alpha = 0.1$. Количество символов указывает на частоту проявления связи: 1 символ — единичные интервалы времени; 2 символа — проявление связи на небольшом количестве соседних и/или вложенных периодах; 3 символа — тоже что и 2, но для большого количества периодов.

	Декабрь		Январь		Февраль		Зимний сезон	
	ИР	ИТР	ИР	ИТР	ИР	ИТР	ИР	ИТР
GSL + NOAA	---	---			---	---	---	---
ERA-Interim				++	-	---		-
INMCM4	---	---						--

Полученные после применения процедуры ПП оценки проявления значимой линейной связи между S_{snow} и индексом АК позволяют выявить несколько особенностей (пример полученных карт-схем приведен на рисунке 1).

Во-первых, значимая линейная связь для рассматриваемых данных для выбранного региона не проявляется на периодах продолжительностью более 30 лет. Самые высокие значимые абсолютные значения индекса корреляции получены для периодов с наименьшей длиной.

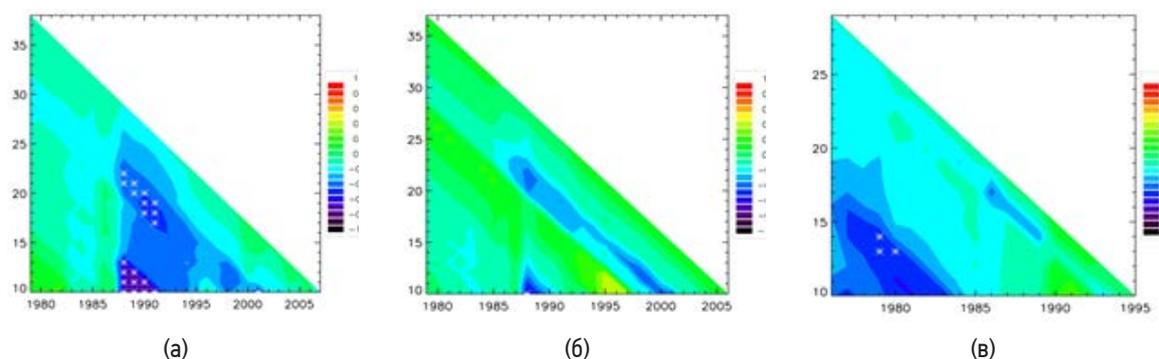


Рисунок 1. Корреляция между S_{snow} и индексом АК по данным наблюдения (а), реанализа ERA-Interim (б) и модели INMCM4 (в) для ИТР для зимнего сезона в целом. Горизонтальная ось — год начала периода, вертикальная — длительность периода в годах; символы — обозначение периодов с обнаруженной значимой линейной связью при $\alpha = 0.1$.

Во-вторых, получено объединение точек, обозначающих статистически значимое значение коэффициента корреляции между S_{snow} и индексом АК, в диагональные и вертикальные структуры. Точки на одной диагонали обозначают периоды, которые имеют разные годы начала и одинаковый год его окончания, а точки на одной вертикали — наоборот: разные годы окончания периода и одинаковые годы его начала.

В-третьих, получен резкий переход от статистически значимых до незначимых значений рассматриваемого коэффициента корреляции. А именно, стоит сместить начало и/или конец периода всего лишь на один год, и коэффициент корреляции переходит из области значимых в область незначимых значений (или наоборот, из незначимых в значимые) при этом не плавно, а скачкообразно с существенным отличием от критического значимого значения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученный результат еще раз подтверждает тот факт, что проявление статистически значимой линейной связи между Ssnow в Сибири в октябре и индексом АК в последующий зимний сезон очень чувствительно к выбору интервала времени для исследования. При этом низкочастотная составляющая вариации рассматриваемых параметров не является определяющей наличие и силу связи между ними, на что указывает отсутствие принципиальных различий между результатами, полученными по исходным рядам рядом с исключенным трендом.

Говоря о характере проявления этой линейной связи во времени, неверным будет считать, что он носит случайный характер. В противном случае на построенных картах-схемах точки, обозначающие статистически значимые значения коэффициента корреляции между Ssnow и индексом АК, располагались бы в случайном порядке и не объединялись бы в какие-либо структуры. В нашем случае полученное на построенных картах-схемах объединение точек в диагональные и вертикальные структуры может свидетельствовать о том, что в некоторые периоды времени колебания характеристик площади снежного покрова в Сибири попадают в противофазу с колебаниями индексом АК, в результате чего мы получаем значимую линейную связь.

Полученные результаты дают основания предположить, что механизм взаимодействия, сформулированный в работе Cohen J. [4] сам по себе управляющим не является, однако с его помощью можно объяснить характер взаимодействия процессов для тех периодов, где значимая линейная связь проявляется. Вероятно, механизм запускается и поэтапно выполняется при некотором удачном стечении обстоятельств.

Исследование было выполнено в рамках государственной темы № АААА-А18-118012590014-6 (Программа президиума РАН № 51 «Изменение климата: причины, риски, последствия, проблемы адаптации и регулирования»).

Литература:

1. Gong G., Entekhabi D., Cohen J. Modeled Northern Hemisphere winter climate response to realistic Siberian snow anomalies // *J. Climate*. 2003. V. 16. P. 3917-3931.
2. Дымников В.П. и др. Климат и его изменения: математическая теория и численное моделирование // *Сибирский журнал вычислительной математики*. 2003. Т. 6. С. 347-379.
3. Allen M.R. et al. IPCC fifth assessment synthesis report-climate change 2014 synthesis report.
4. Cohen J. et al. Stratosphere-troposphere coupling and links with Eurasian land-surface variability // *J. Climate*. 2007. V. 20. P. 5335-5343.
5. Попова В.В., Ширяева А.В., Морозова П.А. Сроки установления нежного покрова на севере Евразии: прямые и обратные связи с крупномасштабной атмосферной циркуляцией // *Лед и снег*. 2014. Т. 127. № 3. С. 39-49.
6. Мартынова Ю.В. и др. Связь вариации площади осеннего снежного покрова с температурным и циркуляционным режимами последующей зимы в Западной Сибири // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2018. Том 1. С. 71-83.
7. Martynova Yu. Relationship between Siberian autumn snow cover and winter Arctic Oscillation: features of its time manifestation // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. 2018. V. 211. 012007
8. Peings Y. et al. How stationary is the relationship between Siberian snow and Arctic Oscillation over the 20th century? // *Geophysical Research Letters*. 2013. Vol. 40. P. 183-188.
9. Sae-Rim Yeo, WonMoo Kim, Kwang-Yul Kim. Eurasian snow cover variability in relation to warming trend and Arctic Oscillation // *Climate Dynamics*. 2017. Vol. 48. P. 499-511.
10. Douville H., Y. Peings, and D. Saint-Martin Snow-(N)AO relationship revisited over the whole twentieth century // *Geophys. Res. Lett.* 2017. Vol. 44. P. 569-577.
11. Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM 4.0 // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2010. Том 46. № 4, С. 448-466.

Long-range weather prediction using coupled model

^{1,2,3}Fadeev R.Yu., ^{4,1}Ushakov K.V., ^{1,2,3}Tolstykh M.A., ^{1,3,4}Ibrayev R.A., ^{1,2,3}Shashkin V.V.

¹ Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

² Hydrometeorological Centre of Russia, Moscow, Russia

³ Moscow Institute of Physics and Technology (State university), Dolgoprudnii, Russia

⁴ Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

Most of the WMO Global Producing Centres for Long-Range Forecasts use an ensemble prediction systems based on coupled models that include representations of the atmosphere, ocean, land surface, and sea ice. Many coupled models also include ocean-waves models, models describing heat and moisture transfer in the deep soil, etc. The long-range forecast technology involves calculating an ensemble of forecasts with about 30-50 ensemble members. For each long-range forecast, the hindcasts are pre-calculated using the same model version and model configuration. Hindcasts include a series of long-range forecasts for the same date over the last 15–20 years. The main purpose of hindcasts is to determine the model drift due to inaccurate reproduction of the dynamics and other uncertainties.

In the Hydrometeorological Centre of Russia, Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS and Shirshov Institute of Oceanology RAS, a new coupled model is under development [1]. This model incorporates Semi-Lagrangian, based on the Absolute Vorticity equation (SLAV) atmospheric model [2], Institute of Numerical Mathematics and Institute of Oceanology (INMIO) ocean model [3], Community Ice CodE (CICE) [4] and multi-layer INM RAS soil model [5]. The model components are coupled using Compact Modeling Framework (CMF) of own development [6]. SLAV uses regular latitude-longitude grid with the resolution of 0.9x0.72o (in longitude and latitude, respectively). INMIO and CICE share the same three-polar grid of 0.5o nominal resolution and 49 vertical levels.

The preliminary evaluation of the climate characteristics of the coupled model is accomplished with the set of 4-month hindcasts using the atmospheric and sea surface initial conditions for the 30st of October from 1991 to 2010. The ensemble size was equal to 17. The coupled model reproduces the height of 200 and 500 hPa surfaces quite well, while the near-surface temperature r.m.s error is noticeably worse. The reason may be the inconsistency of the initial states of the atmosphere and the ocean. In particular, rather strong El Nino event occurs in the coupled model during the first year of model integration, which is a consequence of the effect of adaptation of one medium to the state of another.

The work on evaluating and tuning the SLAV-INMIO-CICE coupled model is still underway. We hope that this model can be applied in future for the operational seasonal prediction at Hydrometcentre of Russia.

References:

1. Fadeev R., Ushakov K. Tolstykh M., Ibrayev R. Design and development of the SLAV-INMIO-CICE coupled model for seasonal prediction and climate research // *Russian J. Num. An. and Math. Mod.*, 2018, V.33(6), P. 333-340.
2. Tolstykh M.A., Volodin E.M., Kostykin S.V., et al. Development of the multiscale version of the SLAV global atmosphere model // *Russian meteorology and hydrology*, 2015, V. 40, P. 374--382.
3. Ibrayev R.A., Ushakov K.V., Khabeev R.N. Eddy-resolving 1/10o model of the World Ocean// *Izvestiya. Atmospheric and Oceanic Physics.*, 2012, V 48, P 37-46.
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 // *Technical report LA-CC-06-012. Los Alamos National Laboratory: Los Alamos, NM. 2015. URL: <http://www.ccpo.odu.edu/~klinck/Reprints/PDF/cicedoc2015.pdf>.*
5. Volodin E.M., Lykosov V.N. Parameterization of heat and moisture transfer in the soil--vegetation system for use in atmospheric general circulation models: 1. Formulation and simulations based on local observational data // *Izvestiya atmospheric and oceanic physics*, 1998, V. 34, P. 405-416.
6. Kalmykov V.V., Ibrayev R.A., Kaurkin M.N., Ushakov K.V. Compact modeling framework v3.0 for high-resolution global ocean-ice-atmosphere models // *Geoscientific model development*, 2018, V. 11, P. 3983-3997. DOI: 10.5194/gmd-11-3983-2018.

Долгосрочный прогноз погоды на основе совместной модели

^{1,2,3}Фадеев Р.Ю., ^{4,1,2}Ушаков К.В., ^{1,2,3}Толстых М.А., ^{1,2,3,4}Ибраев Р.А., ^{1,2,3}Шашкин В.В.

¹ Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, Москва, Россия

² Гидрометцентр России, Москва, Россия

³ Московский физико-технический институт (ГУ), Долгопрудный, Россия

⁴ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

Практически все прогностические системы долгосрочного прогноза погоды в Мировых метеорологических центрах Всемирной метеорологической организации (ММЦ ВМО) [1] объединяют в себе сразу несколько моделей-компонентов. Это, в первую очередь, модели атмосферы, подстилающей поверхности, океана и морского льда. Совместные модели также могут включать описание процессов тепло- и влагопереноса в толще почвы, модели рек, морских волн и других явлений. Эволюция систем долгосрочного прогноза погоды от основанных исключительно на глобальной модели атмосферы к многокомпонентным моделям объясняется не только увеличивающейся мощностью вычислительных систем, но и многочисленными работами, свидетельствующими о важности описания совместных процессов и обратных связей на масштабе времени от недели до сезона [2, 3].

Атмосферный компонент современной совместной модели для долгосрочного прогноза погоды включает, как правило, описание динамики стратосферы - проводника крупномасштабных волн, которые возникают, в том числе, в результате аномалий приземной температуры. Воспроизведение физики стратосферы предполагает увеличенное число расчетных уровней по вертикали. Например, число уровней в модели IFS [4] Европейского центра по среднесрочным прогнозам составляет 91. Модель IFS среди всех моделей атмосферы применяющихся в оперативном режиме в рамках систем долгосрочного прогноза характеризуется самым высоким разрешением по горизонтали (около 25 км). Разрешение в моделях океана в совместных моделях ММЦ ВМО пока находится в весьма широком диапазоне: от 0.25° в SEAS5 (Европейский центр) [5] и GloSea5 (Великобритания) [4] до 1° в CFSv2 (США) [6] и SYSTEM5 (Франция) [7]. Последние модели, впрочем, были внедрены в оперативную практику достаточно давно и сейчас им на смену подготовлены улучшенные версии.

Технология долгосрочного прогноза предполагает расчет ансамбля прогнозов с характерным числом участников ансамбля от 30 до 50. Для каждого долгосрочного прогноза на основе той же версии модели предварительно рассчитываются хиндкасты (hindcast), которые представляют собой серию долгосрочных прогнозов для той же даты за последние 15-20 лет (каждый прогноз с 10-15 участниками ансамбля). Основное назначение хиндкастов - определение модельного дрефта вследствие неточности воспроизведения динамики описываемой среды.

В качестве основного метода для долгосрочного прогноза погоды в Гидрометцентре России сейчас применяется однокомпонентная глобальная модель атмосферы ПЛАВ [8]. Ожидается, что ее новая версия с разрешением 0.9° по долготе, 0.72° по широте и 96 уровнями по вертикали (с верхней границей расчетной области на высоте, соответствующей 0.03 гПа) будет представлена к оперативным испытаниям уже в 2019 году. Новую версию отличает существенно более высокое пространственное разрешение, явное описание динамики стратосферы и процессов тепло- и влагопереноса в толще почвы, модернизированный блок описания процессов подсеточного масштаба. Результаты предварительного тестирования, выполненные в соответствии с протоколом AMIP2, показали хорошее соответствие климатических характеристик модельной атмосферы данным реанализа ERA-Interim [9].

Параллельно с развитием модели ПЛАВ в Гидрометцентре России, ИВМ РАН и ИО РАН разрабатывается совместная модель [10,11], объединяющая модели атмосферы ПЛАВ, океана ИВМИО [12], заимствованную модель морского льда CICE [13] и модель многослойной почвы ИВМ РАН [14]. Объединение моделей в единый исполняемый файл выполнено с привлечением разработанной ранее системы совместного моделирования CMF [15]. Модель океана и морского льда используют одну и ту же триполярную сетку с номинальным разрешением 0,5°, а модель атмосферы - традиционную широтно-долготную сетку с разрешением 0.9° по долготе и 0.72° по широте. В настоящее время готовится версия совместной модели ПЛАВ-ИВМИО-CICE с разрешением в моделях океана и морского льда около 0.25°. Таким образом, характеристики разрабатываемой совместной модели весьма близки актуальным версиям систем долгосрочного прогнозирования, применяемым в ведущих ММЦ ВМО.

Для оценки климата совместной модели ПЛАВ-ИВМИО-CICE был выполнен ряд численных экспериментов. Целью наиболее продолжительных из них (время интегрирования - до 10 лет) являлось оценка климата совместной модели. Исследование показало, что интегральные характеристики модели (среднегодовые потоки тепла на поверхности и верхней границе расчетной области, эволюция площади морского льда и интегральной температуры поверхности океана (ТПО) и др.), в целом, соответствуют

данным реанализа. Дрифт интегральной ТПО составляет величину менее 0.3° за 5 модельных лет. Серия экспериментов с продолжительностью до 5 лет показали потенциальную предсказуемость интегральной температуры поверхности на масштабах времени до 1 года: наиболее быстрый рост разброса ансамбля прогнозов наблюдается с ростом заблаговременности от 2 недель до 11-12 месяцев. При заблаговременности прогноза свыше 1 года разброс ансамбля увеличивается существенно медленнее.

Сопоставление климата совместной модели с данными реанализа ERA-Interim также было выполнено для серии хиндкастов с заблаговременностью 4 месяца, стартовой датой расчетов - 30 октября каждого года в период с 1991 по 2010 гг. Число участников ансамбля для каждого года - 17. Генерация ансамбля производилась путем возмущения параметра модели атмосферы ПЛАВ, влияющего на интенсивность работы глубокой конвекции. В табл. 1 приводятся значения среднеквадратических ошибок, ошибка среднего и (полная) корреляция полей хиндкастов, осредненных за период с 1991 по 2010 гг., и отдельно за 1992 и 1995 гг. Для 1992 и 1995 гг. также были рассчитаны долгосрочные прогнозы на основе только модели ПЛАВ (в той же версии и конфигурации, как и в совместной модели). ТПО и сплоченность морского льда в этом случае эволюционировали в соответствии с данными реанализа.

В табл. 1 можно видеть, что поле геопотенциала на высоте, соответствующей 200 и 500 мб., описывается достаточно хорошо, в то время как ошибки воспроизведения температуры заметно хуже. Причиной недостаточно точного воспроизведения температуры может являться несогласованность начальных состояний атмосферы и океана. В частности, в течение первого года в совместной модели происходит достаточно сильное Эль-Ниньо, являющееся следствием эффекта приспособления одной среды к состоянию другой.

Таблица 1. Результаты оценок качества хиндкастов совместной модели в сравнении с данными реанализа ERA-Interim (осреднение в период с 1991 по 2010 гг.) и хиндкастами модели ПЛАВ (для 1992 и 1995 гг.).

	Поле геопотенциала на высоте 200 мб.			Поле геопотенциала на высоте 500 мб.			Температура на высоте 850 мб.		
	Средне-кв. ошибка	Ошибка среднего	Корреляция	Средне-кв. ошибка	Ошибка среднего	Корреляция	Средне-кв. ошибка	Ошибка среднего	Корреляция
Совместная модель, осреднение за 1991-2010 гг.	81.41	41.44	99.42	48.02	27.26	99.13	2.13	1.10	99.00
Совместная модель, 1992 г.	88.01	50.08	99.27	51.67	30.05	98.98	2.28	1.23	98.90
Модель ПЛАВ, 1992 г.	94.10	57.68	99.35	49.26	28.48	99.20	1.78	1.05	99.37
Совместная модель, 1995 г.	89.14	54.28	99.35	51.24	30.44	99.12	2.37	1.26	98.82
Модель ПЛАВ, 1995 г.	107.43	73.13	99.40	53.73	32.57	99.28	2.08	1.21	99.13

Результаты предварительных экспериментов, выполненных на основе совместной модели ПЛАВ-ИВМИО-CICE, показали неплохое согласие с данными реанализа. В то же время для практического использования совместной модели в рамках долгосрочного прогнозирования необходима более тщательная настройка ее компонентов и модели в целом, в том числе, с целью уменьшения эффектов приспособления. Кроме того, важной задачей является создание и проверка системы усвоения для модели океана ИВМИО. Данные работы ведутся в настоящее время.

Литература:

1. WMO, Global Producing Centres for Long-Range Forecasts. URL: <http://www.wmo.int/pages/prog/wcp/wcasp/gpc/gpc.php> (дата обращения: 29.03.2019).
2. Branstator G. Long-Lived Response of the Midlatitude Circulation and Storm Tracks to Pulses of Tropical Heating - *J. Climate*, 2014, V. 27, P. 8809-8826.
3. Saito K., Cohen J., Entekhabi D. Evolution of Atmospheric Response to Early-Season Eurasian Snow Cover Anomalies // *Mon. Wea. Rev.*, 2001, V. 129, № 11, P. 2746-2760.
4. MacLachlan C., Arribas A., Peterson K.A., et al. Global seasonal forecast system version 5 (Glo-Sea5): a high-resolution seasonal forecast system // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2015, V. 141 (689), P. 1072-1084.
5. Roberts C.D., Senan R., Molteni F., et al. Climate model configurations of the ECMWF Integrated Forecasting System (ECMWF-IFS cycle 43r1) for HighResMIP // *Geoscientific model development*, 2018, V. 11, P. 3681-3712. DOI: 10.5194/gmd-11-3681-2018.

6. Saha S., Moorthi S., Wu X., et al. The NCEP climate forecast system version 2 // *Journal of Climate*, 2014, V. 27, P. 2185--2208. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00823.1.
7. Voldoire A., Sanchez--Gomez E., Salas y Melia D., et al. The CNRM-CM5.1 global climate model: description and basic evaluation // *Climate dynamics*, 2013, V. 40, P. 2091--2121. DOI: 10.1007/s00382-011-1259-y.
8. Tolstykh M.A., Volodin E.M., Kostykin S.V., et al. Development of the multiscale version of the SL--AV global atmosphere model // *Russian meteorology and hydrology*, 2015, V. 40, P. 374--382.
9. ERA-Interim: global atmospheric reanalysis from 1979. URL: <https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/archive-datasets/reanalysis-datasets/era-interim>
10. Fadeev R., Ushakov K., Kalmykov V., et al. Coupled atmosphere--ocean model SLAV--INMIO: implementation and first results // *Russian J. Num. An. and Math. Mod.*, 2016, V.31(6), 329-337.
11. Fadeev R., Ushakov K. Tolstykh M., Ibrayev R. Design and development of the SLAV-INMIO-CICE coupled model for seasonal prediction and climate research // *Russian J. Num. An. and Math. Mod.*, 2018, V.33(6), P. 333-340.
12. Ибраев Р.А., Хабеев Р.Н., Ушаков К.В. Вихреразрешающая 1/10° модель Мирового океана - Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2012. 48(1), С. 45--55.
13. 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 // Technical report LA-CC-06-012. Los Alamos National Laboratory: Los Alamos, NM. 2015. URL: <http://www.ccpo.odu.edu/~klinck/Reprints/PDF/cicedoc2015.pdf> (дата обращения: 29.03.2019).
14. Volodin E.M., Lykosov V.N. Parameterization of heat and moisture transfer in the soil--vegetation system for use in atmospheric general circulation models: 1. Formulation and simulations based on local observational data // *Izvestiya atmospheric and oceanic physics*, 1998, V. 34, P. 405-416.
15. Kalmykov V.V., Ibrayev R.A., Kaurkin M.N., Ushakov K.V. Compact modeling framework v3.0 for high-resolution global ocean--ice--atmosphere models // *Geoscientific model development*, 2018, V. 11, P. 3983-3997. DOI: 10.5194/gmd-11-3983-2018.

Possible ways of the evolution of the Arctic polar vortex in the spring

Savelieva E.S., Zuev V.V.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: ekat.savelieva@gmail.com, vvzuev@imces.ru

The stratospheric polar vortex stability in spring plays a crucial role in springtime ozone destruction in the polar regions. The Arctic polar vortex reaches its peak intensity in midwinter and decays in later winter to spring. The springtime breakdown of the polar vortex causes the inflowing of warm and ozone-rich air into a polar region, resulting in polar stratospheric clouds (PSC) melting and ozone accumulation in a polar lower stratosphere. The springtime intensification of the polar vortex leads to keeping and developing PSCs at extremely low temperatures. The PSCs are necessary for the occurring of catalytic cycles describing ozone depletion in the presence of weak solar radiation during the Boreal spring

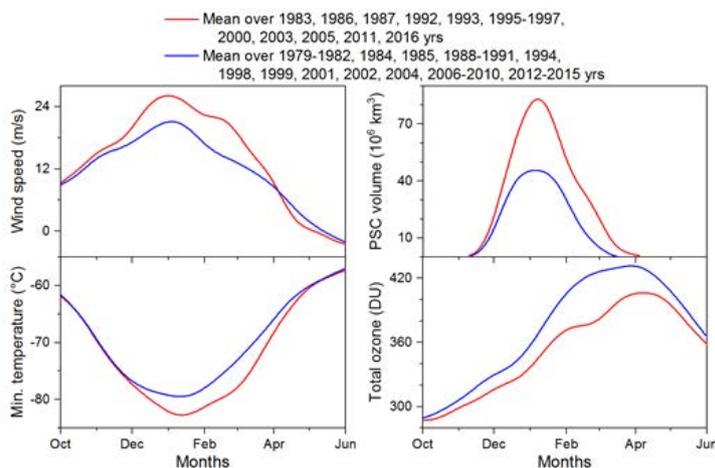


Fig. 1. Time series of wind speed for 60° N and minimum temperature for 50°--90° N at the 50 hPa pressure level (~ 20 km), PSC volume for 60°--90° N and total ozone for 63°--90° N on average over 13 selected years (red) compared to the mean over all other years from 1979 to 2016 (blue).

To investigate the possible ways of the evolution of the Arctic polar vortex in the spring, we selected 13 years (1983, 1986, 1987, 1992, 1993, 1995, 1996, 1997, 2000, 2003, 2005, 2011, 2016) in which the Arctic ozone depletion was observed (Fig. 1). Fig. 1 shows the time series of wind speed for 60° N and minimum temperature for 50°–90° N at the 50 hPa pressure level, PSC volume for 60°–90° N and total ozone for 63°–90° N on average over 13 selected years compared to the mean over all other years from 1979 to 2016. All the time series are retrieved from the NASA's Goddard Space Flight Center (GSFC, <http://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/SH.html>) online database.

As seen from Fig. 1, the Arctic polar vortex strengthening in the selected years was observed mainly from December to March. As a result, it appeared firstly in the decreased values of the stratospheric temperature in the polar region, secondly in the increased values of the PSC volume and finally in the decreased values of total ozone over the Arctic, especially in spring. Thus, the Arctic ozone depletion events were observed only in years with the Arctic polar vortex strengthening in winter–spring period.

Возможные варианты развития арктического полярного вихря в весенний период

Савельева Е.С., Зуев В.В.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: ekat.savelieva@gmail.com, vvzuev@imces.ru

Решающую роль в образовании полярной озоновой аномалии играет активность стратосферного полярного вихря в весенний период. Арктический полярный вихрь наиболее активен в середине зимы, в конце зимы он, как правило, начинает ослабляться и разрушается весной [1, 2]. Разрушение полярного вихря в весенний период приводит к притоку в полярную область теплых, богатых озоном воздушных масс, способствующих таянию полярных стратосферных облаков (ПСО) и накоплению стратосферного озона в арктической области. В свою очередь при весеннем ускорении полярного вихря в его пределах при низких температурах сохраняются ПСО, необходимые для эффективного протекания всего цикла гетерогенных и фотохимических реакций разрушения стратосферного озона с появлением в полярном регионе солнечного излучения в начале весны [3–5].

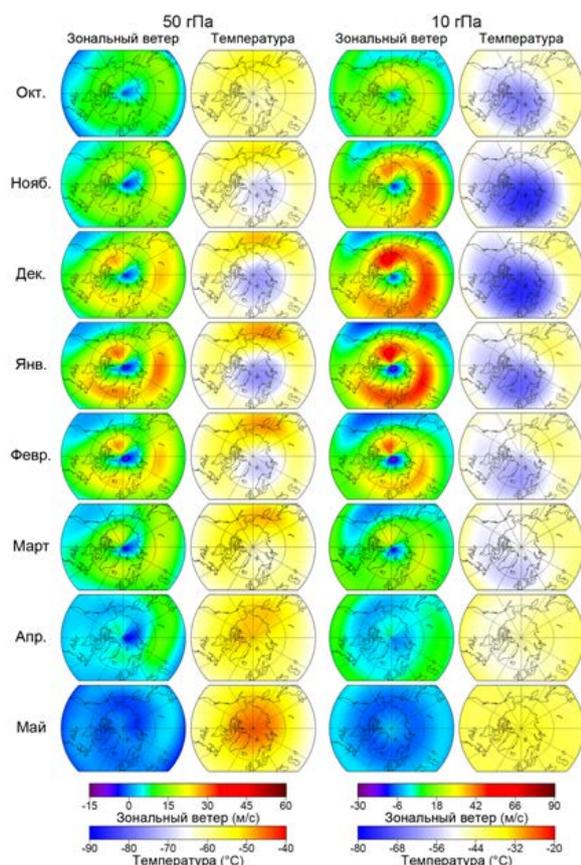


Рис. 1. Среднемесячные поля скорости зонального ветра и температуры на высоте 50 и 10 гПа за октябрь–май над Арктикой в среднем за 1979–2016 гг.

На рис. 1 приведены усредненные за 38 лет среднемесячные поля скорости зонального ветра и температуры на высоте 50 и 10 гПа (~ 20 и 30 км) над Арктикой с октября по май, полученные по данным реанализа ERA-Interim [6]. Видно, что арктический полярный вихрь, как правило, формируется в октябре и с ноября по февраль границы вихря наиболее четкие, устойчивость вихря в этот период проявляется в областях низких температур над Арктикой, при этом в декабре и январе наблюдаются максимальные скорости полярного вихря (рис. 1).

Поскольку арктические озоновые аномалии носят эпизодический характер, то представляет интерес отдельное рассмотрение случаев с формированием озоновых аномалий и в их отсутствии. В таблице 1 представлен список арктических озоновых аномалий с 1979 по 2018 гг. [7]. В правой части таблицы отмечены соответствующие периодам озоновых аномалий фазы квазидвухлетней цикличности (КДЦ, W – западная, E – восточная). КДЦ в восточной фазе имеет тенденцию

ослаблять полярный вихрь, а в западной – усиливать его [8]. Как видно из таблицы 1, в тех случаях, когда в зимне-весенний период наблюдалась восточная фаза КДЦ (за исключением 1996 г.), аномалии регистрировались в январе, после чего происходило разрушение полярного вихря.

Таблица 1. Список арктических весенних озоновых аномалий, зарегистрированных с 1979 по 2018 гг.

№	Арктические озоновые аномалии	КДЦ
1	февраль 1983	W
2	февраль 1986	W
3	январь 1987	E
4	январь 1992	E
5	февраль 1993	W
6	февраль 1995	W
7	март 1996	E
8	март–апрель 1997	W
9	март 2000	W
10	январь 2003	E
11	февраль–март 2005	W
12	март 2011	W
13	февраль 2016	W

На рис. 2 представлены полученные на основе спутниковых данных Goddard Space Flight Center (GSFC) NASA (<https://ozonewatch.gsfc.nasa.gov/>) внутригодовые изменения скорости зонального ветра на 60° с.ш. и минимальной температуры в области 50°–90° с.ш. на высоте 50 гПа, объема ПСО в области 60°–90° с.ш. и ОСО в области 63°–90° с.ш. в среднем за годы с регистрируемыми озоновыми аномалиями согласно таблице 1 и за все остальные годы с 1979 по 2016.

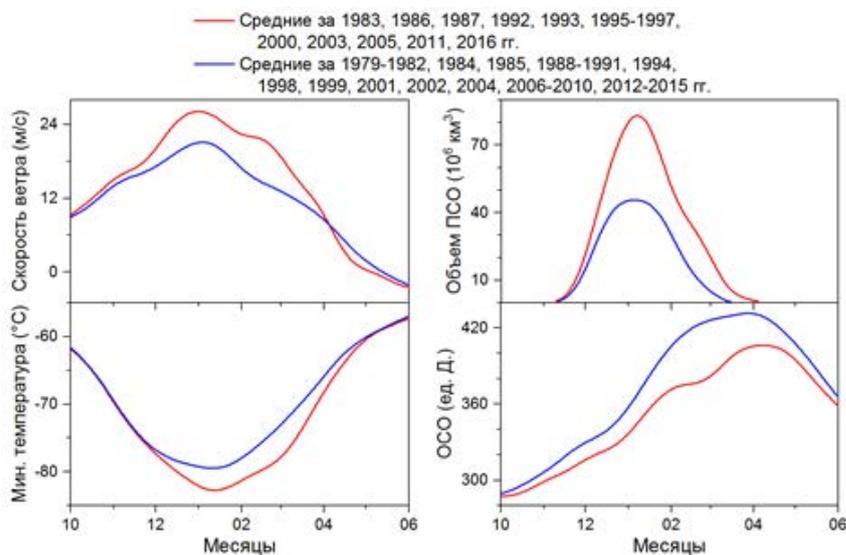


Рис. 2. Внутригодовой ход скорости зонального ветра на 60° с.ш. и минимальной температуры в области 50°–90° с.ш. на высоте 50 гПа (~20 км), объема ПСО в области 60°–90° с.ш. и ОСО в области 63°–90° с.ш. в среднем за годы с регистрируемыми озоновыми аномалиями (красные кривые) и в их отсутствии (синие кривые).

Как видно из рис. 2, в годы с регистрируемыми в зимне-весенний период озоновыми аномалиями арктический полярный вихрь имел более высокие скорости зонального ветра уже начиная с октября и существенно более высокие с декабря по март. Это проявилось в более низких значениях температуры в арктической стратосфере, в результате объем ПСО практически в 2 раза превышал соответствующие средние значения в годы без озоновых аномалий. В годы с озоновыми аномалиями более низкие значения ОСО проявляются начиная с октября, поскольку внутри более сильного вихря происходит понижение ОСО, которое начиная с конца зимы и, в особенности, весной усугубляется его активным разрушением в химических реакциях. Таким образом, видно, что арктические озоновые аномалии регистрировались только в годы с наблюдаемым усилением северного полярного вихря в весенний период.

Литература:

1. Waugh D.W., Randel W.J. *Climatology of Arctic and Antarctic polar vortices using elliptical diagnostics* // *J. Atmos. Sci.* 1999. V. 56, N 11. P. 1594–1613.

2. Waugh D.W., Polvani L.M. Stratospheric polar vortices // *The Stratosphere: Dynamics, Transport, and Chemistry. Geophysical Monograph Series.* 2010. V. 190. P. 43–57.
3. Newman P.A. Chemistry and dynamics of the Antarctic ozone hole // *The Stratosphere: Dynamics, Transport, and Chemistry. Geophysical Monograph Series.* 2010. V. 190. P. 157–171.
4. Solomon S., Garcia R.R., Rowland F.S., Wuebbles D.J. On the depletion of Antarctic ozone // *Nature.* 1986. V. 321. P. 755–758.
5. Finlayson-Pitts B.J., Pitts J.N. *Chemistry of the Upper and Lower Atmosphere: Theory, Experiments, and Applications.* California: Academic Press, 2000. 969 p.
6. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 2011. V. 137, N. 656. P. 553–597.
7. Zuev V.V., Zueva N.E., Savelieva E.S. The role of the Mt. Merapi eruption in the 2011 Arctic ozone depletion // *Atmos. Environ.* 2017. V. 166. P. 327–333.
8. Driscoll S., Bozzo A., Gray L.J., Robock A., Stenchikov G. Coupled Model Intercomparison Project 5 (CMIP5) simulations of climate following volcanic eruptions // *J. Geophys. Res. D.* 2012. V. 117, N 17. P. D17105.

Development of ensemble forecast system in Hydrometcentre of Russia. Initial ensemble data preparation

¹Rogutov V.S., ^{2,1}Tolstykh M.A., ¹Mizyuk V.G.

¹ Hydrometcentre of Russia, Moscow, Russia

² Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

E-mail: rogutovv@mail.ru

Ensemble prediction system is widely used to obtain probabilistic weather forecast and forecast accuracy estimate.

Ensemble prediction system is being developed at the Hydrometcentre of Russia (HMCR). This system is based on the Local ensemble transform Kalman filter (LETKF) data assimilation system of variables in free atmosphere, assimilation system for near-surface temperature, humidity and soil variables, and global semi Lagrangian atmosphere model (SLAV). This cyclic system can operate independently.

Current version of LETKF cannot assimilate some satellite observations. In order to improve forecast accuracy, the HMCR operational analysis is included as additional information. It is used as mean analysis in the assimilation cycle. As a result, forecast error in this version mostly depend on the HMCR operational analysis error and ensemble spread significantly exceed forecast error in Southern hemisphere, where LETKF has a lack of observations.

Current version of ensemble prediction system operate at 0.9x0.72 degrees of latitude/longitude grid, 28 or 96 vertical levels (sigma levels or hybrid levels). 96 levels version is planned as basic for ensemble forecasts.

This version of ensemble prediction system is launched in quasi-operational mode. Numerical experiments results are presented. Numerical experiments demonstrate good agreement of forecast error and ensemble spread in the Northern hemisphere for 24 hours forecasts. In Southern hemisphere ensemble the spread is significantly exceeds model error.

Развитие системы ансамблевого прогноза Гидрометцентра России. Подготовка ансамбля начальных данных

¹Рогутов В.С., ^{2,1}Толстых М.А., ¹Мизяк В.Г.

¹ Гидрометцентр России, Москва, Россия

² Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия

E-mail: rogutovv@mail.ru

1. ВВЕДЕНИЕ

Прогнозы погоды всегда вычисляются (и будут вычисляться) с погрешностями.

Для решения задачи прогноза погоды необходимо задать начальное состояние атмосферы на модельной сетке. Оценку состояния атмосферы в заданный момент времени получают в результате обработки наблюдений. Данные наблюдений имеют погрешности, наблюдения неравномерно распределены в пространстве. Численные модели прогноза погоды тоже несовершенны и неизбежно вносят в прогноз погрешности. Модели имеют конечное разрешение, часть процессов не учитывается или описывается параметрически. При этом, погрешность прогноза погоды для определенного региона может зависеть от прогностической ситуации, сезона, наличия наблюдений в данном регионе и его окрестности. Таким образом, ставится задача не только дать максимально точный прогноз, но и оценить погрешность прогноза.

Ставится задача не только дать наилучший прогноз, но и дать априорную оценку точности прогноза. Детерминированный прогноз погоды не позволяет решить эту задачу. Распространенный подход к решению задачи – использование системы ансамблевого прогноза.

В отличие от детерминированного прогноза погоды, система ансамблевого прогноза вычисляет несколько прогнозов (ансамбль прогнозов), запущенных с разных начальных условий (ансамбля стартовых полей) с использованием одной или нескольких моделей. Ансамбль стартовых полей формируется таким образом, чтобы по возможности более точно описать распределение вероятности начального состояния. Полученный таким образом ансамбль прогнозов позволяет получить дополнительную информацию. Средние по ансамблю среднесрочные и долгосрочные прогнозы “в среднем” оказываются более точными по сравнению с детерминированным прогнозом. Разброс ансамбля прогнозов может быть использован для оценки качества прогноза в заданный момент времени для заданного региона. Ансамбль прогнозов так же позволяет дать оценку вероятности события (например, оценить вероятность экстремальных или опасных явлений природы).

2. СИСТЕМА АНСАМБЛЕВОГО ПРОГНОЗА НА ОСНОВЕ LETKF И ПЛАВ

В Гидрометцентре России разрабатывается система ансамблевого прогноза. Основные компоненты системы - система усвоения данных на основе локального ансамблевого фильтра Калмана с преобразованием ансамбля (Local Ensemble transform Kalman filter - LETKF) [9] для построения ансамбля начальных данных с использованием оперативных анализов Гидрометцентра и полулагранжева модель атмосферы ПЛАВ [2] для вычисления ансамблевого прогноза. Дополнительно используется блок анализа почвенных переменных и центрирование ансамбля анализов на оперативные анализы Гидрометцентра.

Система ансамблевого прогноза работает циклически (усвоение - прогноз). На каждом шаге цикла последовательно выполняются следующие шаги: усвоение данных в свободной атмосфере; центрирование полученного ансамбля на оперативные анализы Гидрометцентра; усвоение почвенных переменных и прогноз.

2.1 Подготовка стартового ансамбля с помощью LETKF

Система усвоения на основе локального фильтра Калмана с преобразованием ансамбля (Local Ensemble Transform Kalman filter - LETKF) [9] вычисляет ансамбль анализов переменных свободной атмосферы. В качестве входных данных используется ансамбль 6-часовых прогнозов (первое приближение) и данные наблюдений. Усваиваются температура, влажность и скорость ветра в атмосфере, а также давление, влажность и температура на поверхности.

В настоящий момент реализован учет следующих данных наблюдений:

- 1) наблюдения на наземных станциях и судовые наблюдения (SYNOP, SYNSHIP): приземное давление, приземная влажность, температура на уровне 2 метра, компоненты скорости ветра на уровне 10 метров (около 10000 наблюдений в 00, 06, 12 и 18 часов);
- 2) наблюдения радиозондов (TEMP) на 16 стандартных уровнях: температура, влажность и компоненты скорости ветра (около 600 – 700 радиозондов в 00 и 12 часов, около 70 - 90 радиозондов в 06 и 18 часов);

- 3) самолетные наблюдения (AIREP): температура и компоненты скорости ветра (около 4000 – 11000 наблюдений);
- 4) спутниковые наблюдения ветра (SATOВ): компоненты скорости ветра (более 20000 наблюдений).
- 5) спутниковые наблюдения скорости ветра AMV (около 200000 – 250000 наблюдений).
- 6) спутниковые наблюдения ASCAT скорости ветра над поверхностью моря (400000 – 700000 наблюдений).

Система усвоения работает на сетке, совпадающей с моделью ПЛАВ. Пространственное разрешение 0.9x0.72 градуса по долготе и широте соответственно, 28 или 96 вертикальных уровней. В качестве вертикальной координаты используется сигма уровни или гибридные уровни.

2.2 Центрирование на оперативный анализ ГМЦ

Система усвоения на основе LETKF не усваивает часть спутниковых наблюдений. Поэтому, для повышения точности прогноза используется дополнительная информация - оперативные анализы Гидрометцентра России.

К каждому анализу из ансамбля, полученном с помощью LETKF, прибавляется разность среднего по ансамблю анализа и оперативного анализа ГМЦ. Таким образом, средний анализ скорректированного ансамбля совпадает с оперативным анализом ГМЦ, а разброс ансамбля сохраняется неизменным.

2.3 Усвоение почвенных переменных

Блок усвоения почвенных переменных корректирует почвенные переменных (поверхностную температуру почвы, температуру глубинного слоя, влагосодержание приповерхностного и глубинного слоя), используя алгоритм оптимальной интерполяции.

В блоке усвоения почвенных переменных в виду отсутствия оперативных наблюдений для параметров почвы для коррекции значений почвенных переменных в каждой точке горизонтальной сетки используются инкременты анализа температуры и влажности на высоте 2-х метров.

Усвоение почвенных переменных запускается независимо для каждого участника ансамбля. Система усвоения не ансамблевая, но так как на входе мы имеем ансамбль приземной температуры и влажности, полученный в LETKF, то в результате получается ансамбль почвенных переменных.

2.4 Ансамблевый прогноз

Для вычисления ансамбля прогнозов используется глобальная полулагранжевая модели атмосферы ПЛАВ [2]. Эта модель была разработана в Институте Вычислительной Математики РАН и Гидрометцентре России. Особенностью этой модели является использование конечных разностей четвертого порядка на несмещенной сетке для аппроксимации неадвективных слагаемых, а также использование вертикальной компоненты абсолютного вихря и горизонтальной дивергенции в качестве прогностических переменных. Модель использует набор параметризаций процессов подсеточного масштаба, разработанную международным консорциумом ADADIN/LACE [6] с модификациями параметризации облачности; свободно распространяемые блоки расчета коротко- и длинноволновой радиации CLIRAD SW + RRTMG LW [5, 7]; модель деятельного слоя суши ИВМ РАН – НИВЦ МГУ [1].

В системе ансамблевого прогноза используется версии модели с пространственным разрешением 0.9x0.72 градуса по долготе и широте соответственно и с 28 или 96 вертикальными уровнями. В качестве вертикальной координаты используется сигма уровни или гибридные уровни.

3. ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

Результаты тестирования системы ансамблевого прогноза с 28 вертикальными уровнями приведены на рис.1. На графиках приведены погрешности среднего по ансамблю прогноза и разбросы ансамбля прогнозов для заблаговременностей прогноза 24 и 72 часа в срок с 1 по 31 декабря 2016 года. Таким образом первые 7 дней эксперимента были использованы для настройки фильтра Калмана.

Как видно из рисунков, при первых запусках системы ансамблевого прогноза разница разбросов и среднеквадратической ошибки (СКО) 24 часовых прогнозов в северном полушарии и тропиках оказалась невелика.

На рис.2 приведена зависимость среднего разброса ансамбля и СКО в северном полушарии (20° – 90° с.ш.) в зависимости от заблаговременности прогноза. Видно, что разброс ансамбля растет медленнее, чем СКО. Устранение этого недостатка возможно путем использование стохастической параметризации в модели ПЛАВ.

4. ВЫВОДЫ

Разработана система среднесрочного ансамблевого прогноза на основе системы усвоения LETKF и глобальной полулагранжевой модели ПЛАВ.

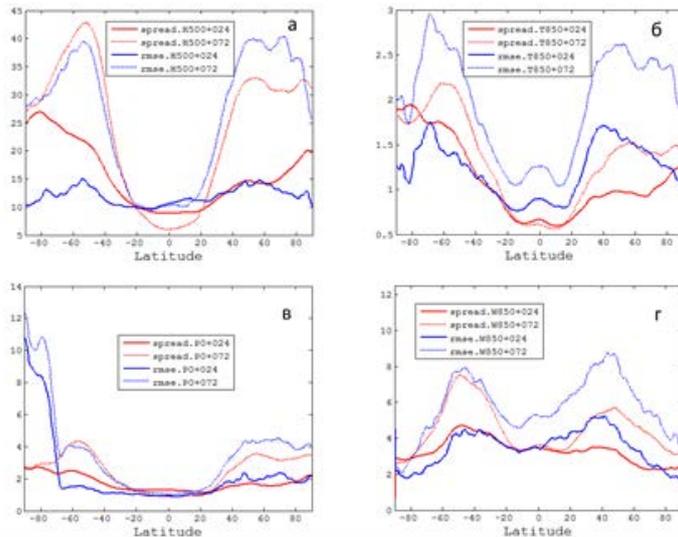


Рис.1 Зонально осредненные среднеквадратические погрешности (синие линии) и разбросы ансамблей (красные) ансамблевых прогнозов на 24 часа (сплошные) и 72 часа (прерывистые) полей H500, T850, P0, W850 (а – г соответственно) при циклической работе системы ансамблевого прогноза.

При первых запусках системы ансамблевого прогноза разница разбросов и СКО 24 часовых прогнозов в северном полушарии и тропиках невелика. С ростом заблаговременности прогноза погрешность прогноза растет быстрее чем разброс ансамбля.

Литература:

1. Володин Е.М., Лыков В.Н. Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность – почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. 1. Описание и расчеты с использованием локальных данных. // Изв. РАН, сер. Физика атмосферы и океана. – 1998. – Т. 34, № 4. – С.453-465.
2. 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., Шапкин 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.
3. Bazile E., Haitti M. El, Bogatchev A. and Spiridonov V. Improvement of the snow parameterization in ARPEGE/ALADIN. Proceedings of SRNWP // HIRLAM Workshop on Surface Processes, Turbulence and Mountain Effects; Madrid, 22–24 October 2001. January 2002.
4. Boone A., Masson V., Meyers T. and Noilhan J. The Influence of the Inclusion of Soil Freezing on Simulations by a Soil–Vegetation–Atmosphere Transfer Scheme // J. of Applied Meteorology - 2000 - V.39. - p. 1544–1569.
5. Chou M.-D., M.J. Suarez. A solar radiation parameterization (CLIRAD-SW) for atmospheric studies // NASA Tech. Memo. NASA/TM-1999-104606. Vol. 15. NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, 1999.
6. Geleyn J. F., Bazile E., Bougeault P. et al. Atmospheric parameterization schemes in Meteo-France's ARPEGE N.W.P. model. // UK: ECMWF - 1995 - p. 385 – 402.
7. Mlawer E.J., Taubman S.J., Brown P. D., Iacono M.J., Clough S.A. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave // J. Geoph. Res.: Atmos. 1997. V. 102. P. 16663-16682.
8. Noilhan J., Planton S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models // Mon. Wea. Rev. – 1989 - Vol 117 - p. 536 – 549.
9. Shlyaeva A., Tolstykh M., Mizyak V., Rogutov V. Local ensemble transform Kalman filter data assimilation system for the global semi-Lagrangian atmospheric model. // Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling. - 2013 - №28 - p. 419–442.

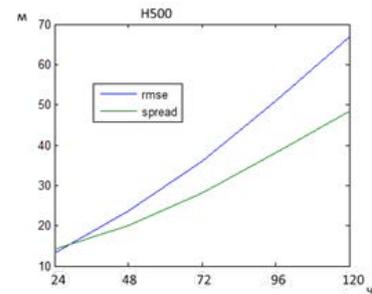


Рис.2 Среднеквадратическое отклонение (синим) и разброс ансамбля (зеленым) высоты геопотенциала H500 в северном полушарии.

SESSION II

MODELING AND ANALYSIS OF GLOBAL AND REGIONAL CLIMATE AND RELATED ATMOSPHERIC PROCESSES

СЕКЦИЯ II

МОДЕЛИРОВАНИЕ И АНАЛИЗ ГЛОБАЛЬНОГО И РЕГИОНАЛЬНОГО КЛИМАТА И ФОРМИРУЮЩИХ ЕГО АТМОСФЕРНЫХ ПРОЦЕССОВ



Modern climate change in tropo-stratosphere and the interaction between the layers

¹Perevedentsev Yu.P., ²Sherstyukov B.G., ¹Shantalinskii K.M., ¹Guryanov V.V.

¹ Kazan State University, Russia

² RIHMI-WDC, Obninsk, Russia

E-mail: Ypereved@kpfu.ru

The purpose of the present report is considering the distribution characteristics of air temperature (TA) up to the lower mesosphere, to assess the effect of circulation factors and status SST on the thermal state of the troposphere and lower stratosphere.

As the initial data used the average monthly value of TA, ozone mass mixing ratio (OM) Northern hemisphere (NH) on 27 levels with grid $2.5 \times 2.5^\circ$ in the period 1979-2016. For the characteristics of the processes in the troposphere and stratosphere involved data reanalysis ERA-Interim, and to find links with SST used the long range data of TA in the cities of Moscow, Kazan, Tomsk. Sea surface temperature was taken in grid $2 \times 2^\circ$, that allowed the identification of synchronous and asynchronous links between the SST and near surface TA and build predictive regression equations.

Rows in the grid were subjected to statistical processing: were found average values, the average quadratic deviation (σ), linear trends, and correlation coefficients between levels. To provide with a period of fluctuations of more than 10 years of monthly mean values TA and OM were subjected to low-frequency filtration by Filter Potter.

Vertical distribution of multiyear averages TA, of its σ , linear trends on 26 isobaric surfaces were presented. Identified the behavioral difference between low-frequency components of the TA and the OM in three latitude zones (polar, temperate and tropical), and in three sectors: Atlantic-European, Asia-Pacific and the Americans.

To assess the impact of the underlying surface (land, ocean) on the thermal regime of the atmosphere calculations were made with the TA over land and ocean, which showed that winter in the troposphere over land and ocean notes warming but cooling in the stratosphere. In the summer in the lower troposphere over land is warmer than over the ocean. Slope of the linear trend coefficient of summer over land noticeably exceeds oceanic record. Thus, in near surface over land it equals $0.035^\circ\text{C}/\text{year}$, while ocean $0.011^\circ\text{C}/\text{year}$, i.e. warming over land is more noticeable than over the ocean. In the stratosphere influence the nature of the underlying surface is not affected.

Analysis of correlation of asynchronous long-period fluctuations mean annual TA in Moscow (1879-2016), Kazan (1854-2016) and Tomsk (1875-2016) with fluctuating mean annual SST in the nodes grid 2×2 degrees of latitude and longitude for 1854-2016 was executed.

Studies have shown that long-period oscillations of the TA in Eurasia are largely a consequence of the global changes in the climate system, the origins of which are in special region of interaction of the atmosphere with the Southern Ocean in the area Antarctic Circumpolar currents of the westerly winds. It is assumed that long-range transport of temperature fluctuations is carried out by ocean circulation system, known as pipeline Broker.

Современные климатические изменения в тропо-стратосфере и взаимодействие между слоями

¹Переведенцев Ю.П., ²Шерстюков Б.Г., ¹Шанталинский К.М., ¹Гурьянов В.В.

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

² Всероссийский научно-исследовательский гидрометеорологический институт – Мировой центр данных, Обнинск, Россия

E-mail: Ypereved@kpfu.ru

В последние годы в связи с интенсивным развитием информационно—вычислительных технологий, появлением баз «Больших данных» усилился интерес к динамическим и физико-химическим процессам происходящих в значительной толще атмосферы (до высоты ~ 80 км). При этом на циркуляционные процессы в нижней стратосфере оказывает определенное влияние и температура поверхности океана (ТПО). Так, в работе [2] обнаружены значительные корреляции динамики стратосферного вихря над Арктикой с изменчивостью аномалий ТПО на севере Атлантического и Тихого океанов. Взаимодействие между тропосферой и стратосферой рассматривается также с учетом зимних внезапных стратосферных потеплений. По-прежнему, для объяснения связей между слоями атмосферы привлекается волновой механизм. Использование численных экспериментов с моделями общей циркуляции атмосферы (ОЦА) помогло выявить новые детали в физическом механизме взаимодействия между соседними слоями [1].

Цель настоящего доклада рассмотреть распределение характеристик температуры воздуха (ТВ) до нижней мезосферы, оценить влияние циркуляционного фактора и состояния ТПО на термическое состояние тропосферы и нижней стратосферы.

В качестве исходных данных использовались средние месячные значения ТВ, массовой доли озона (МДО) Северного полушария (СП) на 27 уровнях с разрешением $2,5 \times 2,5^\circ$ в период 1979 – 2016 гг. Для характеристики процессов в тропосфере и стратосфере привлекались данные реанализа ERA-Interim [4], а для нахождения взаимосвязей с ТПО использовались долгопериодные ряды ТВ в городах Москва, Казань, Томск. Температура поверхности океана была взята в узлах сетки с разрешением $2 \times 2^\circ$, что позволило выявить синхронные и асинхронные связи между температурой океана и приземной ТВ и построить прогностические регрессионные уравнения.

Ряды в узлах сетки подвергались статистической обработке – находились средние значения, средние квадратические отклонения (σ), линейные тренды, коэффициенты корреляции между уровнями. С целью выделения колебаний с периодом более 10 лет среднемесячные значения ТВ и МДО подвергались низкочастотной фильтрации фильтром Поттера.

Сравнение приповерхностных температур в базе данных CRU и ERA-Interim выявило их хорошее согласие по 3-ем параметрам: средним величинам, значениям коэффициентов наклонного тренда (КНЛТ) и коэффициентам детерминации

В ранее опубликованной авторами работе [8] представлено распределение по вертикали средних многолетних значений температуры воздуха, ее СКО, линейных трендов на 26 изобарических поверхностях. Выявлено различие в поведении низкочастотных составляющих ТВ и МДО в 3-х широтных зонах (полярной, умеренной и тропической) и в 3-х секторах: Атлантико-Европейском, Азиатско-Тихоокеанском и Американском. Динамика рассматриваемых процессов в нижних слоях атмосферы согласуется с результатами более ранних работ авторов [5-7,9].

Рассмотрим на примере одного региона вертикальный разрез хронологического распределения аномалий ТВ. Для этого рассчитывались пространственные аномалии средней годовой температуры воздуха (СГТВ) в период 1979-2016 гг. для территории Приволжского федерального округа от земной поверхности до высоты 64 км (рис.1). Из рис.1 видно, что с 2004 г. и до конца периода в тропосфере сформировалась устойчивая положительная аномалия ТВ, а в стратосфере до больших высот область холода. Следует отметить, что в начальный период (1979-1990 гг.) в тропосфере преобладали отрицательные отклонения от нормы, в то время как в стратосфере (с высоты 15 км) значительная ее толща была занята положительной аномалией. Для нижней и средней стратосферы 1992 год является рубежом: аномалия СГТВ при переходе через него с положительного значения становится отрицательной, что свидетельствует о выхолаживании стратосферы особенно интенсивной в 1994-1996 и 2006-2008 гг. Анализ вертикальных разрезов временного хода нормированных аномалий ТВ рассчитанных для зимнего и летнего сезонов показывает, что между ними есть заметная разница в расположении очагов тепла и холода. При этом в зимний период аномалии ТВ менее выражены (особенно в стратосфере), чем в летний. В тропосфере происходит чередование во времени аномалий с различными знаками, в стратосфере (10 – 30 км) летом в период 1979-1994 гг. преобладала зона с положительной аномалией ТВ, а все последующие годы за исключением 2-х последних отличались пониженным температурным фоном. Таким образом, вертикальный разрез временного хода ТВ свидетельствует о неустойчивом характере термического режима.

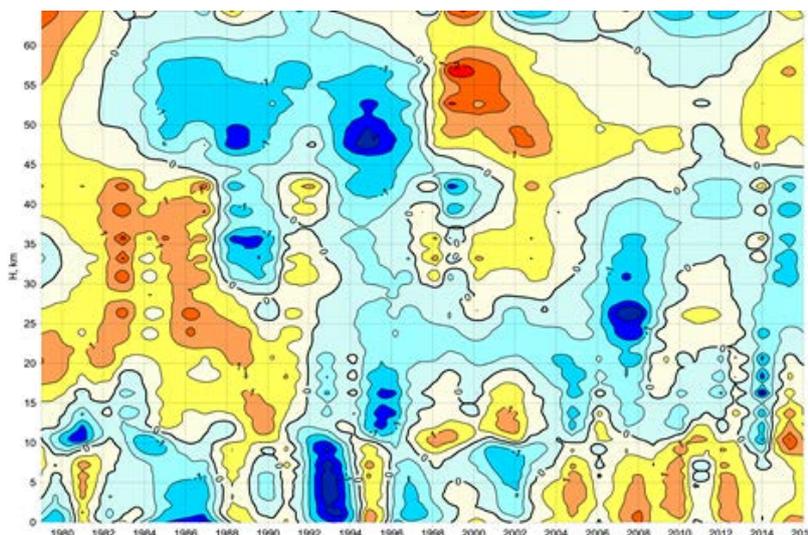


Рис. 1. Вертикальный разрез временного хода нормированных аномалий средней годовой температуры воздуха на территории ПФО.

Свидетельством пространственно – временной неоднородности процессов происходящих в тропосфере является характер выявленных вертикальных связей между ТВ различных уровней и между ТВ и индексом арктической осцилляции (АО).

Рассчитанные коэффициенты вертикальной автокорреляции температуры для января и июля умеренной зоны показывают следующее: в январе значения коэффициента корреляции (r) быстро уменьшаются в тропосфере, при переходе через тропопаузу происходит смена знака r , но в целом связи между тропосферными и стратосферными уровнями достаточно слабые. Величина r меняется от $-0,2$ до $0,2$. Ситуация в корне меняется летом. В тропосфере между уровнями связи высокие. Коэффициент r уменьшается к тропопаузе от 1 до $0,8$, затем с высотой при переходе через тропопаузу величина r резко уменьшается и меняет знак. Корреляционная связь тропосферы и стратосферы имеет волновой характер в зависимости от высоты. Выделяется уровень 20 км, где $r=-0,6$, уровень 33 км, где $r=0,4$, уровень 37 км ($r=-0,5$), уровень 50 км ($r=0,6$).

Известно, что важную роль в изменениях температурного режима играют циркуляционные процессы, поэтому для установления связи между колебаниями температуры воздуха и арктической осцилляцией (АО) рассчитывались коэффициенты корреляции для 27 уровней для зимы, лета и года в целом. Выявилось, что коэффициенты корреляции незначимы ($r < 0,32$), если коррелировать температуру осредненную по всему СП с индексом АО. Наиболее высокая корреляция выявилась для полярной зоны зимой. На высоте 10 км $r = -0,60$, в летний период значимая связь с индексом АО ($r = 0,32$) обнаруживается на уровнях $11-12$ км и 30 км. В умеренной зоне $r = 0,56$ в зимний период в верхней тропосфере. Известно, что при распространении планетарных волн Россби из тропосферы в стратосферу, возникают зимние стратосферные потепления, что приводит к разрушению циркумполярного циклона. Так как АО в основном проявляется в зимний период, то коэффициенты корреляции для летнего периода оказались незначимыми.

Поскольку к числу основных климатообразующих факторов относится радиационный, циркуляционный и состояние подстилающей поверхности, то для оценки влияния подстилающей поверхности (суша, океан) на термический режим атмосферы были выполнены расчеты характеристик с температуры воздуха над сушей и океаном, которые показали, что зимой в тропосфере и над сушей и океаном отмечается потепление, а в стратосфере похолодание. В летний период в нижней тропосфере теплее над сушей, чем над океаном. Величина коэффициента наклона линейного тренда летом над сушей заметно превышает океанический показатель. Так, в приповерхностном слое над сушей КНЛТ равен $0,035^\circ\text{C}/\text{год}$, а над океаном $0,011^\circ\text{C}/\text{год}$, т.е. потепление над сушей более заметно, чем над океаном. В стратосфере влияние характера подстилающей поверхности не сказывается. Учитывая значительную роль океана в климатической системе, его влияние на погоду и климат, в работе был выполнен анализ асинхронных корреляций долгопериодных колебаний среднегодовой температуры воздуха (СГТВ) в Москве (1879-2016 гг.), Казани (1854-2016 гг.) и Томске (1875-2016гг.) с колебаниями среднегодовой температуры поверхности океана (ТПО) в узлах географической сетки Мирового океана 2×2 градуса широты и долготы за 1854-2016 гг.

Дальние связи оценивались по наилучшим (максимальным) асинхронным коэффициентам корреляции между ТПО в каждом отдельном узле географической сетки и ТВ на станциях с запаздыванием ТВ от 0 до 36 лет. В каждом исследуемом узле из серии асинхронных коэффициентов корреляции выделялся максимальный коэффициент и фиксировалась величина опережения колебаний ТПО в узле относительно последующих колебаний ТВ на каждой станции. Предельный сдвиг корреляции задан с учетом того, что по данным [10] время распространения изменений температуры в океане в пределах полушария составляет 30 лет.

Исследования показали, что долгопериодные колебания ТВ в Евразии в значительной мере являются следствием глобальных изменений в климатической системе, истоки которых находятся в особом регионе взаимодействия атмосферы с Южным океаном в области циркумполярного Антарктического Течения западных ветров. Предполагается, что дальний перенос колебаний температуры осуществляется системой циркуляции вод Мирового океана, известной под названием конвейер Брокера [3].

Запаздывание колебаний температуры воздуха на станциях составляет в Москве и Казани 30-35 лет, в Томске 35-45 лет). Интенсивность взаимодействия атмосферы с Южным океаном усилена естественными физико-географическими условиями циркумполярного океана.

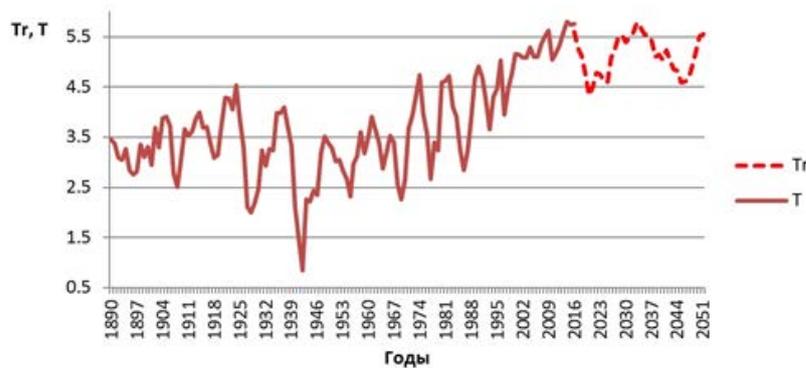


Рис.2. Среднегодовая температура в Казани T по данным наблюдений за 1890–2016 гг. (сглажена по 3-летиям) и температура в Казани, вычисленная по уравнению регрессии на период до 2051 года (Tr).

Выявленная задержка в передаче возмущений позволила построить асинхронные уравнения регрессии с возможностью вычисления долгопериодных прогностических колебаний температуры на станциях на предстоящие десятилетия. На рис. 2 представлены результаты долгосрочного прогноза СГТВ, согласно которому в 2019 – 2025 гг. температура будет ниже среднего значения ($5,1^{\circ}\text{C}$) на $0,3 - 0,5^{\circ}\text{C}$, в 2028 – 2037 гг. поднимется выше этой нормы на $0,4 - 0,5^{\circ}\text{C}$, а к 2045 г. ТВ снова станет ниже нормы на $0,3 - 0,4^{\circ}\text{C}$.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (проекты 18-05-00721, 18-45-160006).

Литература:

1. Варгин Н.П., Володин Е.М. Анализ воспроизведения динамических процессов в стратосфере климатической моделью ИВМ РАН // Изв. РАН ФАО, 2016, т. 152, №1, с. 3-18.
2. Жадин Е.А. Арктическое колебание и межгодовые вариации температуры поверхности Атлантического и Тихого океанов // Метеорология и гидрология, 2001, №8, с. 28-40.
3. Broecker W.S. The great ocean conveyor // Oceanography, 1991, 4 (2), pp.79-89.
4. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J. et al. The Era-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. // Q.J.R. Meteorol. Soc., 2011, vol.137, pp. 173-199.
5. Fahrudinova A.N., Perevedentsev Yu.P., Guryanov V.V., Kulikov V.V. Dynamical processes and correlations at midlatitudes in the lower and middle atmosphere // Advances in Space Research 2001, 27 (10), pp. 1667-1672.
- 6) Perevedentsev Yu.P., Vereshchagin M.A., Naumov E.P., Shantalinskij K.M. Long-term fluctuations of the main characteristics of the hydrometeorological Volga basin regime // Meteorologiya i Gidrologiya 2001, (10), pp. 16-24.
7. Perevedentsev, Y.P., Vasil'ev, A.A., Shantalinskii, K.M., Gur'yanov, V.V. Long-term variations in surface air pressure and surface air temperature in the Northern Hemisphere // Russian Meteorology and Hydrology, 2017, 42 (7), pp. 461-470.
8. Perevedentsev Y.P., Shantalinskii K.M., Guryanov V.V., Eliseev A.V. Thermodynamic Parameter Variations in the Troposphere and Stratosphere in 1979 – 2016 // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 2018, 211 (1).
9. Vereshyagin M.A., Perevedentsev Yu.P., Shantalinsky K.M., Tudriy V.D. Factor analyses of perennial dynamic of the global thermal regime of the near-surface air layer // Izvestiya Akademii Nauk, Seriya Geograficheskaya, 2004, (5), pp. 34-41.
10. Wyatt M.G. Atlantic multidecadal oscillation and Northern hemisphere's climate variability // Climate Dynamics, 2012, Vol. 38, Iss. 5-6, pp. 929-949

Study of the role of atmospheric forcing in the formation of the Arctic ice

Platov G., Golubeva E.

Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia
E-mail: Platov.G@gmail.com, E.Golubeva.nsk@gmail.com

This study is based on the analysis of the results of the EOF decomposition of climatic data. We tried to assess the role of its components in the formation of climatic ice tendencies of 1980-2010. The analysis considers a state vector, which includes sea level pressure, surface air temperature and surface wind, scaled accordingly. The seasonal cycle variations were also considered. An assessment of the ocean-ice system sensitivity to the time scales of atmospheric processes, based on the SibCIOM model, showed that the rate of decline of the annual ice minimum volume decreases by 2/3 when atmospheric forcing contains no variations of the 8-30 days scale, that is, if the formation of atmospheric blockings is excluded. As a result of the EOF decomposition, only four modes could be associated with real state variability while others could be degenerate because of close eigenvalues. First mode corresponds to seasonal variability, second to Arctic oscillation. Third mode of decomposition arose solely as a result of inclusion of the surface air temperature field into the state vector. Its positive phase is associated with the edge of the summer sea ice field and probably appeared because of the ice cover changes in last decades. Also, positive phase of this mode is associated with high pressure and low temperature over the Siberia. The physical aspects are related to the amplitude of planetary waves in atmosphere of mid latitudes. Applying trends elimination for each of the EOF modes, comparing the results of the simulation with the base experiment which includes all trends, it was possible to estimate the role of each mode in shaping the trend of Arctic ice volume decline.

The tested first mode trends are the growth of the average annual values of the time coefficient, a decrease in the amplitude of annual fluctuations, and an increase in intra-annual deviations from the seasonal cycle. These tendencies applied to sea level pressure field mean that during 1980-2010 period the contrast of surface pressure between the northern parts of the oceans and the continents was weakened. On the other hand, the contrast between the northern parts of the oceans and the Arctic was weakened as well. In terms of the motion of the air masses, propagations of warm and humid air masses from the south to the north along the western coasts of Europe and North America and, conversely, of cold air masses from the north along the eastern coasts of Asia and North America are somewhat weakened. These movements do not affect the Canadian basin in the Arctic, since it is in a saddle point; however, the surrounding areas are involved in this weakening of meridional heat exchange. As for the air temperature, its structural function for the first mode is everywhere positive and maximal on the continents. This, as well as taking into account the positive trend with the simultaneous decrease in the amplitude of seasonal fluctuations leads to warm winters in Arctic, although the temperature in the summer is approximately constant.

The result of trend elimination for the second EOF mode is a removal of a small linear decreasing trend in annual mean values, replacement of seasonal amplitudes, varying in a wide range with slight increasing, by the constant averaged value along with the removal of a small increasing trend in r.m.s. deviation from seasonal cycle.

In terms of sea level pressure, linear trend in average annual values means strengthening of pressure difference between Arctic low, which includes also Icelandic minimum, and North Atlantic high. The similar but less prominent pattern forms in the Pacific sector. In terms of air temperature, the tendency is manifested in the warming in Barents and Kara Seas, because warm subtropical air masses are more able to reach north Eurasia during positive NAO phases.

The comparison shows that the first mode, representing the seasonal cycle, forms an integral tendency of ice volume decline by 96% of the original trend. Among other modes the strongest influence on this trend shows 2-d mode, representing Arctic oscillations, it forms trend by 17%, and 3-d mode, resulting from inclusion of the surface air temperature into the state vector, by 18%. In the marginal seas, the role of higher modes becomes not so small in comparison with the first mode.

Исследование роли атмосферного форсинга при формировании ледового поля Арктики

Платов Г.А., Голубева Е.Н.

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия
E-mail: Platov.G@gmail.com, E.Golubeva.nsk@gmail.com

Наиболее ярким проявлением климатических тенденций в Арктике является заметное сокращение объема и протяженности морского льда (IPCC, 2013). Это может быть связано как с потеплением в Арктике, вызванным глобальными изменениями во взаимодействии между океаном и атмосферой, так и с изменениями в локальном атмосферном воздействии. В этой работе мы пытались оценить, насколько изменения состояния атмосферной циркуляции связаны с глобальным потеплением. Для этого мы провели анализ эмпирических мод нижней атмосферы, включая не только поле давления, но и поля температуры приземного воздуха и приземного ветра. Модификация временных рядов для коэффициентов разложения позволила определить, какой из режимов состояния атмосферной циркуляции более ответственен за уменьшение площади и объема морского льда.

ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ И УСЛОВИЯ ЭКСПЕРИМЕНТА

Серия численных экспериментов, проведенных для этого исследования, основана на региональной совместной модели океана и льда (SibCIOM). Модель океана была разработана в Институте вычислительной математики и математической геофизики СО РАН (Golubeva and Platov 2007; Golubeva and Platov 2009). Модель основана на законах сохранения тепла, соли и импульса, а также на традиционных приближениях: Буссинеска, гидростатики и «жесткой крышки». Модель циркуляции океана взаимодействует с моделью термодинамики упругого вязкопластичного льда, CICE v3 (Hunke and Dukowicz 1997).

Моделируемая область включает Северный Ледовитый океан и северную Атлантику и простирается от Берингова пролива до 20S. Разрешение сферической сетки для Атлантики выбирается равным $0,5^\circ \times 0,5^\circ$.

Результат прямого моделирования с атмосферным форсингом CORE-2 (Large and Yeager 2009) показывает уменьшение минимума сезонного объема льда (МСОЛ) в период между 1979 и 2009 годами с линейной тенденцией изменения от 18,36 тыс. км³ до 8,74 тыс. км³, в то время как согласно результатам реанализа PIOMAS (Zhang and Rothrock, 2003, Schweiger et al. 2011) аналогичная тенденция дает снижение от 16,65 тыс. км³ до 8,42 тыс. км³. Корреляция этих двух рядов составляет 0,84, однако большая ее часть относится к линейному тренду.

Анализ временной и пространственной изменчивости атмосферного воздействия будет основан на данных реанализа CORE-2 (Large and Yeager 2009), представляющих период с 1948 по 2009 год. Полный набор данных включает компоненты поверхностного давления, температуры, влажности и скорости ветра на высоте 10 м, записанных с 6-часовой дискретностью на сетке $\sim 1,875 \times 1,9^\circ$, а также данные по влажности приземного воздуха, интенсивности осадков и по потоку нисходящей радиации (солнечной и длинноволновой).

Целью предлагаемых численных экспериментов является определение роли климатических изменений атмосферного воздействия в сокращении объема и площади морского льда, наблюдавшихся в период с 1980 по 2010 год. В долгосрочной перспективе реакция океана на изменение климата может сопровождаться формированием положительных или отрицательных обратных связей. Тем не менее, если предположить, что такая реакция еще не сформировалась, то в качестве первого приближения мы можем рассмотреть реакцию системы океан-лед в одностороннем порядке, считая, что эта система развивается без какой-либо обратной связи.

ОСНОВНЫЕ МОДЫ ЕОФ РАЗЛОЖЕНИЯ И ИХ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Для анализа климатических полей мы будем использовать метод разложения, основанный на естественных ортогональных функциях (ЕОФ). Этот метод позволяет уменьшить размерность анализируемой системы, найти пространственные структуры изменчивости полей, их динамику во времени и дать оценку относительной важности каждой структуры.

Непосредственное разложение атмосферного воздействия CORE-2 с 6-часовой дискретностью в интервале 1948-2009 гг. затруднительно из-за чрезмерного объема анализируемых данных. Поэтому для начала выясним, атмосферная изменчивость каких временных масштабов оказывает наибольшее влияние на формирование тенденции уменьшения объема и площади морского льда. Для этого мы будем использовать низкочастотный фильтр, известный в статистическом анализе как «скользящее среднее».

В отсутствие какого-либо фильтра ежегодное сокращение сезонного минимума площади льда по результатам модели SibCIOM составляло 46 тыс. км². Суточное осреднение форсинга привело к не-

сколько большей скорости - 50 тыс. км² в год, семидневное осреднение - 48 тыс км² в год. Осреднение с периодом 15 дней снижает скорость сокращения площади до значения 34 тыс. км² в год, то есть почти на треть, а применение 30-дневного осреднения сокращает скорость еще на треть, достигая значения 15 тыс. км² в год. Таким образом, можно констатировать, что ледяное поле оказалось наиболее чувствительным к атмосферным воздействиям масштаба 8-30 дней, что соответствует масштабу атмосферных блокингов. Это согласуется с результатами Lou et al. (2016).

ЕОФ-разложение атмосферного давления и его соответствующие моды традиционно используются при анализе климатической изменчивости. Используя ЕОФ, например, рассчитывается индекс арктических колебаний (АО) (Thompson and Wallace 1998). После исключения сезонности ЕОФ первой моды соответствует структурной функции АО.

В нашем анализе мы не стали исключать сезонность, поскольку изменения сезонных колебаний вполне могут быть связаны с наблюдаемыми климатическими изменениями (Zveryaev and Gulev, 2009). Для уменьшения размера матрицы состояний мы использовали среднемесячные данные. Это может привести к некоторой фильтрации процессов масштаба атмосферных блокингов. Однако, это важно только в том случае, если использование краткосрочных состояний приводит к появлению дополнительных невырожденных ЕОФ.

Как и ожидалось, наиболее значительные изменения в поле давления описываются первой модой, временной ряд которой представляет собой, в основном, колебания с периодом один год. С помощью первой моды описывается около 50% временной изменчивости поля давления на уровне моря. Структурная функция первой моды демонстрирует противофазные изменения в поле давления над океанами (Атлантическим и Тихим) и над сушей, включая Северный Ледовитый океан.

Поскольку в нашем случае сезонные колебания не были отфильтрованы, АО действует как вторая мода. Ее характерной особенностью является противофазное поведение полярных широт (> 60N) и средних широт (> 20N и <60N), приводящее к усилению или ослаблению полярного вихря. Его структура в североатлантическом регионе такова, что разница давления между исландским минимумом и азорским максимумом также в значительной степени зависит от этого режима, который обеспечивает связь между АО и Североатлантическим колебанием (NAO) (Thompson and Wallace 1998; Hurrell 1995). Изменения, связанные с этой модой, объясняют более чем 18% изменчивости давления на уровне моря.

Третья мода соответствует колебаниям между евразийским и американским севером, которая описывает около 5% всей изменчивости. Максимум в Северной Америке и минимум в регионе Карского моря способствуют усилению трансполярного дрейфа и ускоренному удалению арктического льда через пролив Фрама.

Согласно North et al (1982), ЕОФ могут вырождаться, если соответствующие собственные значения слишком близки. В соответствии с правилом, предложенным North et al (1982), мы можем полагаться только на 3 представленные моды разложения, основанные на изменчивости поля давления на уровне моря.

Климатические тренды наиболее ярко проявляются в температурном поле (потепление), а также в характере атмосферной циркуляции (ослабление или усиление полярного вихря). Поэтому при анализе трендов целесообразно использовать в качестве вектора состояния не только давление на уровне моря, но и его сочетание с полем температуры поверхности и компонентами приземного ветра. Включив в наш анализ эти переменные, мы могли бы связать распределение температуры и скорости с ранее найденными модами давления.

Выяснилось, что, выбрав масштабирующие множители для вариаций давления, температуры и скорости ветра соответственно равными 0.01 Па⁻¹, 1 °C⁻¹ and 1 (м/с)⁻¹. удается получить четыре невырожденные моды, причем к трем модам, полученным ранее на основе поля давления добавляется в качестве третьей, мода, полученная в результате учета изменчивости поля приземной температуры. Ее положительная аномалия совпадает с летним краем ледяного поля в Баренцевом и Карском морях и, вероятно, появилась в CORE-2 из-за изменений ледяного покрова в последние десятилетия. Кроме того, положительная фаза этого режима связана с высоким давлением и низкой температурой в Сибири. Эта особенность совпадает с описанной Yao et al. (2017).

УСТРАНЕНИЕ ВРЕМЕННЫХ ТРЕНДОВ ЕОФ МОД

Наша цель - выявить характерные тренды временных рядов коэффициентов разложения ЕОФ. Процедура устранения временных трендов включает следующие этапы:

- устранение линейного тренда среднегодовых значений коэффициентов разложения
- устранение тренда изменения амплитуды сезонных колебаний коэффициентов разложения
- устранение трендов среднеквадратичного отклонения от стандартного сезонного хода.

Более подробно процедура описана в предыдущей работе Platov et al. (2019).

Применив эту процедуру для всех невырожденных моде, мы получаем соответствующий набор данных атмосферного форсинга для серии экспериментов m1, m2, m3 и m4. Имея четыре набора атмосферного форсинга, мы собираемся сравнить результаты экспериментов m1, ..., m4, в которых один из

режимов лишен трендов периода 1979-2009 гг., с экспериментом m_0 , где все моды представлены без усечений. Цель этого сравнения состоит в том, чтобы понять, в какой степени каждый из идентифицированных режимов может быть ответственен за сокращение арктического льда.

РЕЗУЛЬТАТЫ

По данным реанализа PIOMAS, среднее десятилетнее снижение МСОЛ за этот период составило 2742 км^3 , в то время как результаты теста m_0 показывают что снижение объема составило 1977 км^3 за десятилетие. Если принять это значение за 100%, то показатель PIOMAS будет на 39% выше. Как мы заметили ранее, более низкая скорость эксперимента m_0 , возможно, связана с ежемесячным усреднением, примененным для получения мод ЕОФ.

Сравнивая серию из 4 экспериментов с базовым экспериментом m_0 , сразу можно заметить, что, как и ожидалось, первая мода, которая на 99% представляет сезонные изменения, была той, к которой скорость уменьшения объема льда наиболее чувствительна. После устранения трендов во временном коэффициенте этой моды скорость сокращения МСОЛ в 1979-2009 годах снизилась до 74 км^3 за десятилетие. Это означает, что тенденция к уменьшению объема льда почти полностью (на 96%) устраняется. Среди остальных мод наибольшие изменения тренда были вызваны модификацией 2-й и 3-й мод, что соответственно уменьшило тренд на 17%, 18%. Это значительно меньше, чем в случае первой моды. Третья мода также в некоторой степени (45%) представлена сезонным циклом. Кроме того, оказалось, что уменьшение МСОЛ практически не зависит от модификаций 4-ой моды. Вызванные ими изменения приводят к увеличению роста льда на 2%.

Суть модификаций, выполненных для первой моды сводится к устранению: а) роста среднегодового значения временного коэффициента, б) уменьшения амплитуды годовых колебаний и в) увеличения внутригодовых отклонений от сезонного цикла. Для поля приземного давления это означает, что контраст поверхностного давления между северными частями океанов и континентами ослабевает. С другой стороны, ослабевает и контраст между северными частями океанов и Арктикой. Что касается температуры воздуха, ее структурная функция для первой моды везде положительна и максимальна на континентах. Это с учетом положительной тенденции с одновременным уменьшением амплитуды сезонных колебаний приводит к теплой зиме в Арктике, летняя же температура почти неизменна.

Результатом устранения тренда для второй моды ЕОФ является, прежде всего, удаление небольшого отрицательного линейного тренда в среднегодовых значениях временного коэффициента ЕОФ. Далее следует устранение небольшого тренда среднеквадратичного отклонения от сезонного цикла, который увеличивался в период 1979-2009 гг. по сравнению с предыдущим периодом. Линейный тренд среднегодовых значений временного коэффициента ЕОФ, то есть изменение от небольшого положительного значения к отрицательному, в основном, означает усиление разницы давлений между арктическим минимумом и среднеширотным максимумом. Для температуры воздуха тенденция заключается в потеплении в Баренцевом и Карском морях, поскольку теплые субтропические воздушные массы способны достигать северной Евразии во время положительных фаз NAO .

Тенденции третьей моды включают небольшой положительный тренд среднегодовых значений и незначительное уменьшение отклонений от сезонного цикла в период 1979-2009 гг. Что касается давления на уровне моря, это означает увеличение давления в регионе моря Лаптевых, в то время как оно уменьшается в прибрежных районах Северной Америки и в Северной Атлантике. Это приводит к усилению антициклонической циркуляции в канадском секторе Северного Ледовитого океана. Также в этом случае положительная аномалия формируется в поле приземной температуры воздуха в Баренцевом море и вблизи Берингова пролива в Чукотском море.

Процедура устранения трендов, применяемая для четвертой моды, устраняет незначительное уменьшение среднегодовых значений временного коэффициента и сезонной амплитуды.

ВЫВОДЫ

Мы применили процедуру устранения трендов для каждой моды ЕОФ разложения и сравнили результаты моделирования с базовым экспериментом, включающим все выявленные тренды.

Согласно результатам сравнения, первая мода, представляющая сезонный цикл, формирует интегральную тенденцию уменьшения объема льда на 96% от исходного тренда. Наше моделирование показывает, что два других режима также имеют важное влияние на эту тенденцию: второй режим (формирующий тренд на 17%), который представляет арктические колебания, и третий режим (на 18%), который был результатом включения температуры приземного воздуха в вектор состояния. Суммирование не дает 100% из-за нелинейности. Если рассматривать окраинные моря, то роль высших мод становится не так уж мала по сравнению с первой модой. Здесь ни одна из мод не дает почти полного тренда. Анализ тенденций показывает, что наиболее эффективным в уменьшении объема льда было повышение температуры приземного воздуха, однако, это повышение может проявляться посредством нескольких механизмов. Дополнительные исследования также необходимы для оценки динамического фактора.

Литература:

1. Golubeva EN, Platov GA (2007) On improving the simulation of Atlantic Water circulation in the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.* 112: C04S05. <https://doi.org/10.1029/2006JC003734>
2. Golubeva EN, Platov GA (2009) Numerical Modeling of the Arctic Ocean Ice System Response to Variations in the Atmospheric Circulation from 1948 to 2007. *Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics*, 45(1): 137–151
3. Hunke EC, Dukowicz J, 1997, An Elastic Viscous Plastic Model for Sea Ice Dynamics *Journal of Physical Oceanography* 27(9): doi: 10.1175/1520-0485(1997)027<1849:AEVPMF>2.0.CO;2
4. Hurrell JW (1995) Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperature and precipitation. *Science*, 269: 676-679
5. IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Stocker TF, Qin D, Plattner G-K, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley PM (eds). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA
6. Kim K-Y, Hamlington BD, Na H, Kim J (2016) Mechanism of seasonal Arctic sea ice evolution and Arctic amplification. *The Cryosphere*, 10: 2191-2202. doi: 10.5194/tc-10-2191-2016
7. Large WG, Yeager SG (2009) The global climatology of an interannually varying air-sea flux data set. *Clim. Dyn.*, 33: 341-364. <http://doi.org/10.1007/s00382-008-0441-3>
8. Luo D, Xiao Y, Yao Y, Dai A, Simmonds I, Franzke CLE (2016) Impact of Ural Blocking on Winter Warm Arctic-Cold Eurasian Anomalies. Part I: Blocking-Induced Amplification. *J. Climate*, 29: 3926-3947, doi: 10.1175/JCLI-D-15-0611.1
9. North GR, Bell TL, Cahalan RF, Moeng FJ (1982) Sampling errors in the estimation of Empirical Orthogonal Functions. *Monthly Weather Review*, 110, 699-706, doi: 10.1175/1520-0493(1982)110<0699:SEITEO>2.0.CO;2
10. Platov G, Golubeva E, Kraineva M, Malakhova V, 2019, Modeling of climate tendencies in Arctic seas based on atmospheric forcing EOF decomposition. *Ocean Dynamics*, doi: 10.1007/s10236-019-01259-1.
11. Schweiger A, Lindsay R, Zhang J, Steele M, Stern H, Kwok R (2011) Uncertainty in modeled Arctic sea ice volume. *J. Geophys. Res.*, 116, C00D06, <http://doi.org/10.1029/2011JC007084>
12. Thompson DWJ, Wallace JM (1998) The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, 25: 1297-1300. <http://doi.org/10.1029/98GL00950>
13. Yao Y, Luo D, Dai A, Simmonds I (2017) Increased quasi stationarity and persistence of winter Ural blocking and Eurasian extreme cold events in response to Arctic warming. Part I: Insights from observational analyses. *J. Clim.*, 30: 3549-3568. doi: 10.1175/JCL-D-16-0261.1
14. Zhang JL, Rothrock DA (2003) Modeling global sea ice with a thickness and enthalpy distribution model in generalized curvilinear coordinates. *Mon. Weather Rev.*, 131: 845-861
15. Zveryaev II, Gulev SK (2009) Seasonality in secular changes and interannual variability of European air temperature during the twentieth century. *J. Geophys. Res.*, 114: D02110 <http://doi.org/10.1029/2008JD010624>

The mechanism of natural climate oscillations in Arctic and North Atlantic in climate model of INM RAS

Volodin E.

Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia
E-mail: volodinev@gmail.com

According to the data of a pre-industrial experiment with a duration of 1200 years with the climate model INM-CM5, the mechanism of natural climate variations in the Arctic with a period of about 60 years was investigated. It is shown that a quarter of the period before the Arctic warming, there is a more intense than usual flow of Atlantic water into the Arctic Ocean, near the coast and the border of the shelf the salinity and density are less than usual. As a result of advection of Atlantic water after arctic warming, the water off the coast and the shelf boundary becomes more saline and heavy, which leads to a weakening of the flow of Atlantic water and a change in the oscillation phase. The conclusions are supported by the calculation of the generation of anomalies of temperature, salinity and flow rate by various terms, as well as an estimate of the contribution of various terms to the change in the oscillation phase.

Механизм естественных колебаний климата в Арктике и северной Атлантике по данным климатической модели ИВМ РАН

Володин Е.М.

Институт вычислительной математики РАН им. Г.И. Марчука, Москва, Россия
E-mail: volodinev@gmail.com

Из данных наблюдений известно, что в Арктике и северной Атлантике происходят заметные колебания климата с характерным временем около 60 лет [Moore et al. 2017]. Однако, механизм таких колебаний до сих пор остается не выясненным до конца. К настоящему времени предложено несколько возможных механизмов, объясняющих естественные колебания климата в Арктике и северной Атлантике с характерным временем в несколько десятков лет. В настоящей работе по данным модели климата ИВМ РАН рассматривается колебание климата в Арктике с характерным временным масштабом порядка 60 лет, и его природа исследуется с помощью вычисления преобразований энергии, а также техники оценки вклада в эволюцию фазы колебаний.

Для исследования колебания климата в Арктике использовались данные моделирования климата, полученные с помощью модели климата INM-CM5. Модель и воспроизведение ею современного климата описана в [Володин и др., 2017]. Модель состоит из двух основных блоков: модели общей циркуляции атмосферы и модели общей циркуляции океана. В атмосфере разрешение составляет 2×1.5 градуса по долготе и широте и 73 уровня по вертикали. В океане разрешение 0.5×0.25 градуса и 40 уровней.

С моделью проведен численный эксперимент в режиме прединдустриального климата, в котором все воздействия на климатическую систему соответствовали 1850 году и не изменялись в течение эксперимента. Продолжительность эксперимента составила 1200 лет. Начальное состояние уже соответствовало модельному прединдустриальному климату. Для диагностики колебаний климата в течение эксперимента сохранялось среднемесячное состояние океана (поля температуры, солёности, компоненты скорости течений), тенденции для этих прогностических переменных вследствие адвекции, вертикальной диффузии включая потоки с поверхности, изопикнической диффузии (для температуры и солёности) и слагаемых градиента давления и кориолиса (для компонент скорости).

В настоящей работе исследуются колебания климата с периодом около 60 лет, поэтому для уменьшения объема анализируемых данных все сохраненные океанические поля были осреднены по 15-летним интервалам. По осредненным полям были вычислены композиты полей, соответствующие теплой Арктике. Кроме того, были вы-

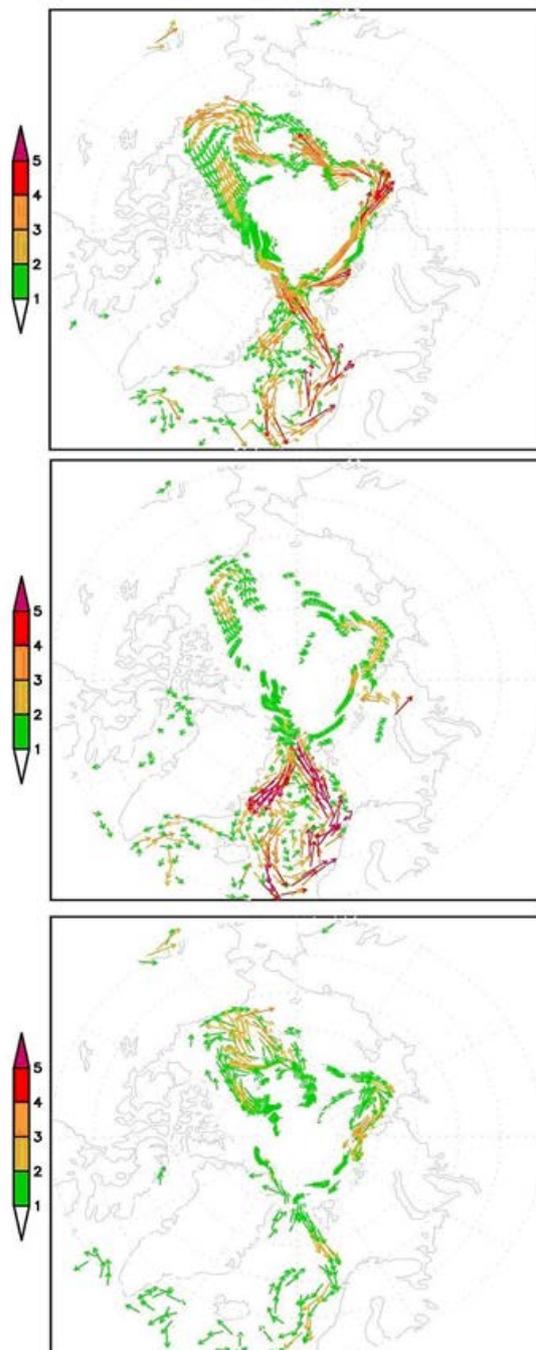


Рис. 1. Композиты аномалии скорости течения на глубине 200м, 10–3 м/с (показаны только векторы скорости, превышающие по величине 10–3 м/с) для случаев за 15 лет до арктического потепления (вверху), во время арктического потепления (в середине) и через 15 лет после арктического потепления (внизу).

числены композиты полей для временных интервалов, предшествующих теплой Арктике на 15 лет, а также композиты полей для 15-летних интервалов через 15 лет после арктических потеплений. За 15 лет до потеплений (рис.1) приток атлантической воды в Арктику больше среднего, как и весь циклонический круговорот вдоль берегов или свала глубин Северного Ледовитого океана (СЛО). Этот круговорот, как и приток атлантической воды, больше среднего и непосредственно во время потеплений. Через 15 лет после потеплений, напротив, приток атлантической воды и круговорот в СЛО ослаблены. Поэтому можно высказать предположение, что причиной арктического потепления является именно увеличение переноса теплой атлантической воды в СЛО. Чтобы проверить это, была применена техника вычисления преобразования энергии для колебаний с различными периодами, а также техника анализа вклада различных слагаемых в изменение фазы колебаний.

Техника вычисления преобразования энергии для колебаний с различными периодами применительно к задачам физики атмосферы впервые была изложена в [Cheng and Hayashi, 1990], а техника вычисления вклада в изменение фазы колебания изложена в [Володин, 2019]. В Таблице 1 представлены вклады различных слагаемых в генерацию G аномалий температуры T и солёности S в СЛО в верхнем стометровом слое и в слое 100-1000м, а также вклад этих слагаемых P в эволюцию фазы колебания. Сумма вкладов всех слагаемых в генерацию должна быть близка к нулю, а сумма вкладов в изменение фазы - близка к 1. FT и FS означают тенденции температуры и солёности, а индекс показывает, вследствие какого процесса происходит эта тенденция: ADV - адвекция, IS - изопикническая диффузия, VD - вертикальная диффузия и потоки с поверхности, RAD - солнечная радиация. Данные осреднены для периодов от 36 до 90 лет. Таблица показывает, что основной вклад в генерацию аномалий температуры вносит адвекция. В верхнем слое заметный вклад вносит также солнечная радиация, что можно интерпретировать как то, что при потеплении уменьшается площадь морского льда и увеличивается доля солнечного излучения, поглощенного поверхностью. Адвекция вносит также основной вклад в изменение фазы колебания температуры как в верхнем слое, так и в глубоком океане. Вклад изопикнической диффузии и вертикальной диффузии, а также потоков с поверхности в генерацию колебаний температуры и в эволюцию фазы отрицателен. Это означает, что эти слагаемые не являются причиной колебания.

Основной вклад в генерацию колебаний солёности и в эволюцию фазы также вносит адвекция. Лишь в глубоком океане существенный вклад в эволюцию фазы колебания вносит изопикническая диффузия.

Таблица 1. Вклад различных слагаемых в генерацию G аномалий температуры, солёности и горизонтальной скорости, а также в изменение фазы их колебаний P для Арктики (66.5-900с.ш.) в верхнем слое океана (0-100м) и глубоком океане (100-1000м).

T 0-100м	FT_{ADV}	FT_{VD}	FT_{IS}	FT_{RAD}
G, 10 ⁻¹⁰ K ² /с	4.03	-3.60	-1.62	1.38
P	1.23	-0.10	-0.01	-0.10
T 100-1000 м				
G, 10 ⁻¹⁰ K ² /с	0.32	-0.12	-0.20	0.00
P	0.74	0.05	0.12	0.00
S 0-100м				
G, 10 ⁻¹⁰ % ² /с	0.39	-0.39	0.02	
P	0.99	-0.13	0.00	
S 100-1000м				
G, 10 ⁻¹⁴ % ² /с	9.9	13.9	-20.0	
P	0.93	-0.01	0.03	

Литература:

1. Володин Е.М., Мортиков Е.В., Кострыкин С.В., Галин В.Я., Лыков В.Н., Грицун А.С., Дианский Н.А., Гусев А.В., Яковлев Н.Г. Воспроизведение современного климата в новой версии модели климатической системы ИВМ РАН. Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т53. N2. С. 164-178.
2. Володин Е.М. Оценка вклада различных механизмов в эволюцию фазы квазидвухлетнего колебания по результатам климатического моделирования. Известия РАН, Физика атмосферы и океана, 2019, Т55, N1, с.35-40.
3. Cheng J., Hayashi Y. Estimation of the atmospheric energetics in the frequency domain during FGGE year. J. Atmos. Sci. 1990. V47, N10, P.1255-1268.
4. Moore G.W.K., Halfar J., Majeed H., Adey W., Kronz A. Amplification of the Atlantic Multidecadal Oscillation associated with the onset of the industrial era warming. Sci. Rep. 2017. V7. 40861; doi: 10.1038/srep-40861.

Simulation of North Eurasia winter atmosphere circulation with the SLAV 972L96 model

^{1,2}Tolstykh M.A., ¹Fadeev R.Yu., ^{1,2}Shashkin V.V., ¹Goyman G.S., ²Khan V.M.

¹ Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

² Hydrometcentre of Russia, Moscow, Russia

E-mail: mtolstykh@mail.ru

The global semi-Lagrangian atmosphere model SLAV (Semi-Lagrangian, based on the equation of Absolute vorticity) is developed at the Institute of Numerical Mathematics RAS and Hydrometeorological center of Russia (HMCR). The SLAV is an operational model for medium-range weather forecasts but also a component of the HMCR probabilistic long-range forecast system. Recently, SLAV972L96 version oriented to long-range forecasts and climate change modelling is implemented basing on multiscale variant of the SLAV model. Besides numerous improvements in model dynamics and physics, SLAV972L96 has 96 vertical levels with the uppermost level located at 0.035 hPa. This model has undergone extensive tuning. The initial data for SLAV972L96 seasonal forecasts using the reanalysis data for 1990-2018 was prepared taking into account the incorporation of the INM RAS multilayer soil model. Then the historical 4-month 12-member ensemble forecasts (hindcasts) are computed using this data for 30 of October of years 1991-2010. Their results are analyzed. SLM972L96 provides smaller errors than the previous versions of the SLAV model, especially in tropics. In Northern extratropics, a remarkable increase in correlation of model mean sea-level pressure field with that of the reanalysis is observed. Also, the winter NAO index is better reproduced.

Currently, the works on clarification of SLAV972L96 model tunings are underway. Also, the coupled atmosphere-ocean-sea ice model SLAV-INMIO-CICE is currently under tuning.

Воспроизведение зимней циркуляции атмосферы в Северной Евразии моделью ПЛАВ 972L96

^{1,2}Толстых М.А., ¹Фадеев Р.Ю., ^{1,2}Шашкин В.В., ¹Гойман Г.С., ²Хан В.М.

¹ Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия

² Гидрометцентр России, Москва, Россия

E-mail: mtolstykh@mail.ru

1. ВВЕДЕНИЕ

Глобальная полулагранжева модель общей циркуляции атмосферы ПЛАВ (ПолуЛагранжева, основанная на уравнении Абсолютной завихренности) [1] разработана в ИВМ РАН и Гидрометцентре России. С 2010 года модель ПЛАВ применяется в Гидрометцентре России для оперативного среднесрочного прогноза погоды с заблаговременностью до 10 суток.

В России развивается система долгосрочного прогноза на основе модели общей циркуляции атмосферы ПЛАВ. Старый вариант модели (ПЛАВ2008) пока применяется в качестве компонента оперативной технологии вероятностного прогноза в Гидрометцентре России. Недавно на основе разрабатываемой в последние годы мультимасштабного варианта модели ПЛАВ [1] реализована новая версия ПЛАВ-972L96, ориентированная на долгосрочный прогноз и моделирование изменений климата. Помимо усовершенствованного динамического блока, более совершенного (по сравнению с ПЛАВ2008) описания процессов подсеточного масштаба, ПЛАВ-972L96 при более высоком горизонтальном разрешении 0,9x0,72 градуса по долготе и широте имеет также существенно более высокое вертикальное разрешение – 96 гибридных вертикальных уровней. Верхний уровень модели расположен на 0,035 гПа. Вертикальное разрешение в тропосфере меняется от 60 м в пограничном слое до 700 метров в районе тропопаузы. Выше уровня 150 гПа (15 км) находятся 50 уровней, расстояние между ними плавно увеличивается с высотой от 700 м до 1 км. Около верхней границы модели (выше 1 гПа) расстояние между уровнями резко растет от 1 до 3 км. Увеличение шага сетки по вертикали наряду с демпфированием дивергентных движений выше 1 гПа позволяет избежать ложного отражения инерционно-гравитационных волн от верхней границы модельной атмосферы. Такое разрешение, вместе с включением параметризаций стратосферных процессов подсеточного масштаба, позволяет надеяться на адекватное воспроизведение в модели таких явлений, как внезапные стратосферные потепления. Такая версия модели обеспечивает воспроизведение квазидвухлетнего колебания в стратосфере [2]. Показано, что улучшение описания стратосферы в моделях общей циркуляции атмосферы позволяет увеличить предсказуемость атмосферной циркуляции на сезонных временных масштабах [3].

С использованием ПЛАВ-972L96 были рассчитаны начальные данные для долгосрочных прогнозов по архивным данным реанализа ERA-Interim [4] с учетом использования модели многослойной почвы ИВМ РАН [5]. Для этого в блоке подготовки начальных данных для модели была реализована коррекция температуры на трех из восьми уровнях в почве. Эта коррекция изменяет температуру этих слоев в соответствии с ошибкой 6-часового прогноза, стартовавшего с начальных данных предыдущего срока, с весами, убывающими с глубиной, а также зависящими от зенитного угла солнца и ряда других факторов, когда мы не можем связать ошибку прогноза приземной температуры с ошибкой температуры почвы.

Была выполнена комплексная настройка данной версии модели атмосферы для задачи воспроизведения циркуляции атмосферы на месячных и сезонных масштабах. Для этого выполнялись расчеты ансамблевых прогнозов с заблаговременностью 4 месяца на зимний период для отдельных годов (стартовые данные от 30 октября 1992, 1995 гг). Уточнены настройки облачности в модели, в т.ч. вертикального профиля критической влажности, определяющего вертикальное распределение облаков, и что особенно важно для решаемых задач, коэффициенты и вертикальные зависимости параметризации горизонтальной диффузии. Последние, в том числе, влияют на положение алеутского и исландского минимумов в поле давления на уровне моря.

2. ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ

С моделью атмосферы ПЛАВ-972L96 с уточненными настройками был выполнен расчет ансамблевых прогнозов с заблаговременностью 4 месяца за период 1991 – 2010 гг по заново подготовленным начальным данным. Генерация ансамбля начальных данных производилась, в-первых, сдвигом начальных данных на 6 часов, а также возмущением ключевых параметров, определяющих работу параметризации глубокой конвекции в модели. Последний подход следует недавней работе [6] и признан более физически обоснованным, чем стохастическое возмущение неадиабатических тенденций модели (SPPT) без учета согласованности всех компонент вектора состояния атмосферы. Расчеты выполнены с ансамблем размером в 12 участников. Далее было выполнено осреднение ретропрогнозов по участникам ансамбля, рассматривались как ежедневные, так и среднemesячные поля.

Для среднemesячных полей прогнозов рассчитаны «простые» метрики ошибок полей прогнозов полей геопотенциала 500 (H500) и 200 гПа (H200), давления на уровне моря (MSLP), температуры на уровне 850 гПа (T850) и 2м (T2m) по отношению к соответствующим полям реанализа ERA Interim [4], а также осадков по отношению к данным GPCP. Ошибки сравнивались с аналогичными ошибками для прогнозов, рассчитанных в конце 2015 года с помощью модели ПЛАВ с таким же горизонтальным разрешением (0.9x0.72 градуса), но с 28 уровнями по вертикали, отсутствующим описанием стратосферных процессов и несколько более старыми параметризациями процессов подсеточного масштаба [1].

Наиболее значимое уменьшение ошибок отмечено в тропиках – коэффициент пространственной (полной) корреляции поля H500 с полем реанализа ERA Interim вырос с 57 до 76% для новой версии, для T850 – с 77 до 83 %, для T2m увеличился с 86 до 93 %, а для MSLP вырос незначимо, на 1% . Во внетропической части Северного полушария существенно вырос коэффициент корреляции прогностического поля давления на уровне моря с соответствующим полем реанализа, с 86 до 99 процентов, что имеет особое значение для воспроизведения Северо-Атлантического колебания. Незначительно выросли корреляции остальных прогностических полей внетропической части Северного полушария. Таким образом, новая версия модели заметно лучше воспроизводит атмосферную тропосферную циркуляцию в тропиках.

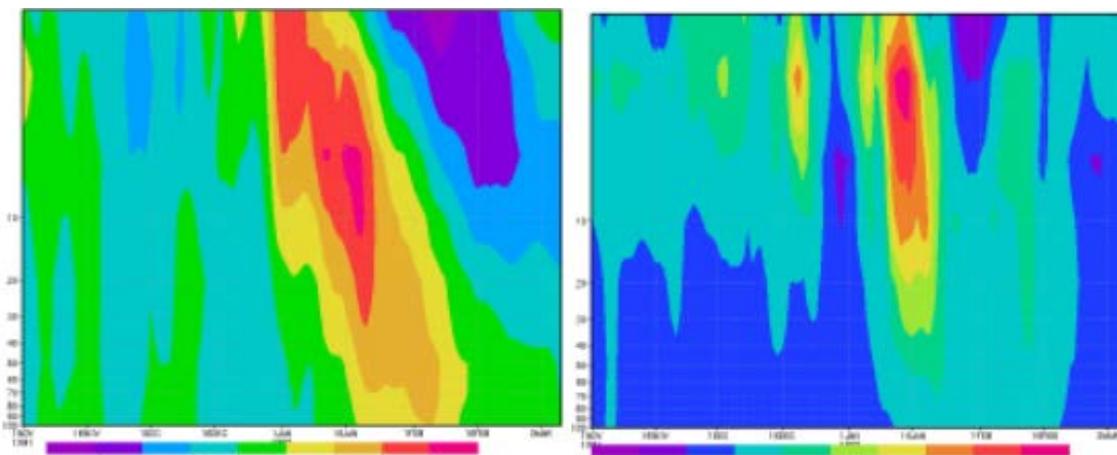


Рисунок 1. Аномалии температуры полярной стратосферы в ноябре 1991 - феврале 1992 года по данным модели ПЛАВ (слева) и реанализа ERA-Interim (справа). Можно наблюдать положительную аномалию температуры в районе 16 января.

Изучалась достоверность воспроизведения динамических процессов в стратосфере моделью ПЛАВ на сезонном временном масштабе. Модель ПЛАВ значительно занижает скорость циркулярного вихря в зимний период - наблюдается систематическая ошибка до 15 м/с в районе 10 гПа, 60 град. с.ш. Подобная ошибка приводит к тому, что внезапные стратосферные потепления (ВСП) наблюдаются слишком часто - каждый год в подавляющем большинстве членов ансамбля (9-12 из 12). Был проведен анализ аномалий средней температуры зимней полярной стратосферы (осреднение выше 60 град. с.ш.) в модели ПЛАВ относительно модельного климата. Сравнение с аномалиями реанализа ERA-Interim говорит о том, что значимая положительная корреляция наблюдается только в первый месяц прогноза (декабрь, при старте 30 октября). Для уровней 1-5 гПа корреляция аномалий для декабря составляет 0,35. Корреляция на уровнях 10 и 20 гПа - не значима. В среднем по ансамблю, аномалии, прогнозируемые моделью, уступают аномалиям ERA-Interim в амплитуде (от -10 до +10 К против -30 до +30 К). Амплитуда аномалий отдельных участников ансамбля достигает 15К. Пример сравнения модельного внезапного стратосферного потепления и реанализа приведен на рис. 1.

В проведенных экспериментах модель ПЛАВ правильно воспроизводит полугодичное колебание ветра в экваториальной стратосфере. В начале ноября в районе уровня 1 гПа формируется полоса отрицательного зонально-осредненного ветра, которая постепенно опускается и в январе распространяется на уровни 1-10 гПа. В середине-конце февраля на уровнях выше 1 гПа возникает новая положительная фаза, которая спускается до 1-2 гПа к началу марта. Можно проследить опускание фазы квазидвухлетнего колебания и возникновение его новых положительных/отрицательных фаз в районе 10 гПа (как развитие возмущений, созданных полугодичным колебанием).

Для текущей версии модели ПЛАВ-972L96 было выполнено сравнение успешности прогнозов индекса Северо-Атлантического колебания (САК) со старой оперативной версией модели ПЛАВ для долгосрочного прогноза с горизонтальным разрешением 1,4x1,1 градус, 28 уровней, которая до сих пор используется по технологическим причинам. Рассматривались прогнозы на зиму с месячной заблаговременностью (начальные данные от 30 октября) за период 1991-2010 гг. Результаты приведены в таблице 1. Оказалось, что новая модель предсказывает индекс САК гораздо успешнее, чем старая. Вместе с тем, результаты пока уступают лучшим мировым моделям, особенно модели МетОфиса Великобритании [7].

Таблица 1. Коэффициент корреляции модельного индекса Северо-Атлантического колебания с индексом по данным реанализа.

	Old SLAV model				SLAV972L96			
	Dec	Jan	Feb	DJF	Dec	Jan	Feb	DJF
ACC NAO	0.023	-0.153	-0.153	-0.207	-0.01	0.37	0.19	0.258

В настоящее время ведутся работы по уточнению настроек модели ПЛАВ972L96, а также настройке совместной модели атмосферы, океана и морского льда ПЛАВ-ИВМИО-CICE [8], где разрешение моделей океана и морского льда составляет 0,25 градусов по долготе и широте.

Исследование выполнено при частичной поддержке гранта Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 17-05-01227).

Литература:

1. Tolstykh M.A., Volodin E.M., Kostykin S.V., et al. Development of the multiscale version of the SL-AV global atmosphere model // *Russian meteorology and hydrology*, 2015, V. 40, P. 374-382.
2. Shashkin V.V., Tolstykh M.A., Volodin E.V. Stratospheric circulation modeling with the SL-AV semi-Lagrangian atmospheric model // *Russian meteorology and hydrology*, 2019, V. 44, P. 1-12.
3. Sigmond M., Scinocca J. F., Kharin V. V., Shepherd T. G. Enhanced seasonal forecast skill following stratospheric sudden warmings // *Nature Geoscience*. 2013. V.6. P.98-102.
4. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // *Quart. J. Roy. Met. Soc.* 2011. V. 137. P.553-597.
5. Володин Е.М., Лыков В.Н. Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность - почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. 1. Описание и расчеты с использованием локальных данных // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 1998. Т. 34, № 4. С. 453-465.
6. Ollinaho P., Lock S.-J., Leutbecher M., Bechtold P., Beljaars A., Bozzo A., Forbes R., Haiden T., Hogan R., Sandu I. Towards process-level representation of model uncertainties: Stochastically perturbed parametrisations in the ECMWF ensemble. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 2017. V. 143 P.408-422.

7. Scaife A., Arribas A., Blockley E., Brookshaw A., Clark R. T., Dunstone N., Eade R., Fereday D., Folland C. K., Gordon M., Hermanson L., Knight J. R., Lea D. J., MacLachlan C., Maidens A., Martin M., Peterson A. K., Smith D., Vellinga M., Wallace E., Waters J., and Williams A. Skillful long-range prediction of European and North American winters // *Geophys. Res. Lett.* 2014. V.41. P.2514-2519.
8. Fadeev R. Yu., Ushakov K. V., Tolstykh M. A., Ibrayev R. A. Design and development of the SLAV-IN-MIO-CICE coupled model for seasonal prediction and climate research // *Russian J. Numer. An & Math. Mod.* 2018 V. 33 No.6 P. 333-340.

Особенности развития блокирующих процессов в Северном и Южном полушариях

¹Кононова Н.К., ²Морозова С.В.

¹ Институт географии РАН, Москва, Россия

² Кафедра климатологии географического факультета Саратовского государственного университета, Саратов, Россия

E-mail: NinaKononova@yandex.ru, swetwl@yandex.ru

Исследование таких крупномасштабных устойчивых процессов в атмосфере, как блокинг, представляет большой научный и практический интерес, поскольку процессы блокирования остаются основными при формировании крупных аномалий климата и погодных условий.

В настоящей работе с применением синоптического подхода поставлена задача рассмотреть механизмы формирования блокингов в Южном полушарии и выявить особенности установлении блокирующих режимов в Северном и Южном полушариях.

Для анализа использованы карты погоды Гидрометцентра РФ для Северного и Южного полушарий. По Календарю последовательной смены элементарных циркуляционных механизмов (ЭЦМ) [3] выбрали ЭЦМ с одним, двумя, тремя и четырьмя блокирующими процессами и рассматривалось их развитие на протяжении действия ЭЦМ.

Б.Л.Дзердзеевским [1, 2] установлено, что блокирующие процессы развиваются одновременно в Северном и Южном полушариях примерно на одних и тех же долготах. При этом происходит соединение арктического/антарктического антициклона с субтропическим. Для Северного полушария механизм объединения арктического и субтропического антициклонов известен и заключается в движении арктических антициклонов с южной (чаще – юго-восточной) составляющей, в результате чего происходит пополнение субтропической полосы высокого давления свежими арктическими ядрами.

При изучении циркуляционных механизмов в Южном полушарии было установлено, что процесс слияния антарктического и субтропического антициклонов происходит совершенно по-другому, чем в Северном. Основное отличие заключается в том, что, если в Северном полушарии, как правило, гребень арктического антициклона распространяется в низкие широты, то в Южном гребень субтропического антициклона вытягивается в область высоких широт, в сторону Антарктиды.

В качестве примера, иллюстрирующего эти особенности, приведем описание процессов, развивавшихся 5 августа в Северном (лето) и Южном (зима) полушариях.

В Северном полушарии в этот день существовал ЭЦМ 12а с четырьмя блокирующими процессами: над Атлантикой, Тихим океаном, Восточной Сибирью и Америкой. В Северном полушарии над Атлантикой происходило арктическое вторжение в тылу серии южных циклонов, над Тихим океаном - в тылу алеутского циклона, на Аляску - в тылу циклона над Америкой, и на Восточную Сибирь - в тылу дальневосточной циклонической системы. Во всех случаях в тылу циклонов воздушные потоки направлены с севера на юг.

В Южном полушарии в это же время наблюдалось тоже четыре ситуации блокирования. В Атлантике, в тылу циклона у восточных берегов Америки, воздушные потоки также были направлены с севера на юг, т. е. от субтропиков к Антарктиде, поэтому блокирующий процесс в тылу этого циклона развивался вытягиванием гребня субтропического антициклона к Антарктиде. Отметим, что над ней в это время не существовало замкнутого антициклонического очага. В Тихом океане в тылу циклона с центром севернее станции Молодёжная располагался гребень субтропического антициклона, заканчивающийся небольшим самостоятельным ядром в районе полярного круга между станциями Восток и Амундсен-Скотт. Третий гребень сформировался в тылу циклона, расположенного южнее Австралии у берегов Антарктиды. Четвёртый протянулся от Южной Америки к станции Амундсен-Скотт.

Характер изменения температуры воздуха в Северном и Южном полушариях при формировании блокирующих процессов в тылу циклонов также различен. Если в Северном полушарии при арктическом вторжении похолодание распространяется с севера на юг, то в Южном полушарии с началом вытя-

гивания гребня субтропического антициклона с севера на юг, от субтропиков к Антарктике, распространяется теплый воздух. .

Таким образом, в тыл циклонов и Северного, и Южного полушарий часто распространяются гребни высокого давления. Однако в Северном полушарии они имеют арктическое происхождение, а в Южном - субтропическое. Возможно, такое различие связано с тем, что антарктический антициклон гораздо интенсивнее и больше по площади, чем арктический, и вынуждает субтропические гребни распространяться в направлении области, занимаемой им. Эти особенности следует учитывать при анализе циркуляции атмосферы системы планеты Земля.

Заключение. В Северном полушарии формирование блокирующих процессов обычно начинается с арктического вторжения, проникающего на юг до соединения с субтропическим антициклоном.

В Южном полушарии, как правило, развитие блокирующего процесса осуществляется вытягиванием гребня субтропического антициклона к полюсу и последующим соединением его с антарктическим антициклоном.

Литература:

1. Дзердзеевский Б.Л. Сравнение главнейших закономерностей циркуляции атмосферы над Северным и Южным полушариями. // Информационный бюллетень Советской Антарктической экспедиции, 1967, № 65, с.58-68.
2. Б.Л. Дзердзеевский. Избранные труды. Изд. «Наука», 1975, с. 149-158.
3. Колебания циркуляции атмосферы в XX - начале XXI века. [Электронный ресурс]. Режим доступа <http://www.atmospheric-circulation.ru>.

Differences in the formation of blocking processes in the Northern and Southern Hemispheres

¹Kononova N.K., ²Morozova S.V.

¹ Institute of Geography RAS, Moscow, Russia

² Department of Climatology, Faculty of Geography, Saratov State University, Saratov, Russia

E-mail: NinaKononova@yandex.ru, swetwl@yandex.ru

INTRODUCTION

The study of blocking is of great scientific and practical interest. These are large-scale stable processes in the atmosphere. They cause weather and climate abnormalities. The study of these phenomena is important for monitoring the current climate, modeling atmospheric processes, medium-term and long-term weather forecasts.

The study of blocking is carried out: climatic methods, synoptic methods and hydrodynamic methods.

A climatic study of blockings has established areas of increased and decreased their frequency of occurrence. The seasonal distribution of blockings is described. The maximum frequency of blocking in the northern hemisphere is observed in the eastern Atlantic, Europe, and the eastern Pacific [3]. The maximum frequency of blocking in the East Atlantic and Europe is observed in winter. The maximum frequency of blocking over the east of the Pacific Ocean is observed in summer [2].

The main reason for the formation of blocking anticyclones is considered to be nonlinear instability of Rossby waves with intensive energy exchange both with planetary waves and with synoptic vortices (breaking) [9].

As is known, the nonlinear phase of instability development is characterized by an intense interaction of a growing wave with movements of other scales. Depending on the energy reserves that can be transmitted to the growing wave, its non-linear development can lead to the establishment of one of the following non-linear modes [10]:

1. Stationary mode. Crests and hollows are formed in the stream, the axes of which are oriented meridionally or at an angle to the meridian; they persist for a long time without changing the amplitude, shape and wavelength.

2. The mode of "flicker" or pulsation: it is also a regular mode, but the crests and hollows experience slow periodic changes: these are either changes in the amplitude of the waves, or changes in their orientation, or, finally, a change in the wave number.

3. Irregular mode type of turbulence.

Blocking is a first or second mode for an unstable Rossby type wave.

The synoptic approach to the study of blocking anticyclones showed that for the anticyclone (blocking) to stay, it is necessary to combine the increase in the amplitude of the planetary tall frontal zone (PTFZ) with the

anticyclone of arctic origin entering the region of maximum. The formation of a blocking anticyclone over Eastern Europe is classified as a form of E - circulation to Wengenheim – Girs. It is in this form of circulation that the most abnormal weather conditions are most often established [7].

Blocking is formed when anticyclones from the Arctic move to the continent. The displacement to the east (on the continent) of anticyclones from tropical regions does not lead to blocking. This conclusion is confirmed by studies of synoptic processes in the Middle and Lower Volga regions. [8]. Subtropical anticyclones form blocks over the ocean. An example of this is the movement of the Azores anticyclone to the north over the Atlantic Ocean from the subtropics in January 2012 [1].

On the eastern and northeastern periphery of this high-altitude anticyclone, very cold air entered the European part of Russia. At the same time, average daily temperatures decreased by 10 - 15 ° C compared to the perennial average.

In this work, using the synoptic approach, the task is to consider the mechanisms of blocking formation in the southern hemisphere and to identify the features of the establishment of blocking regimes in the northern and southern hemispheres.

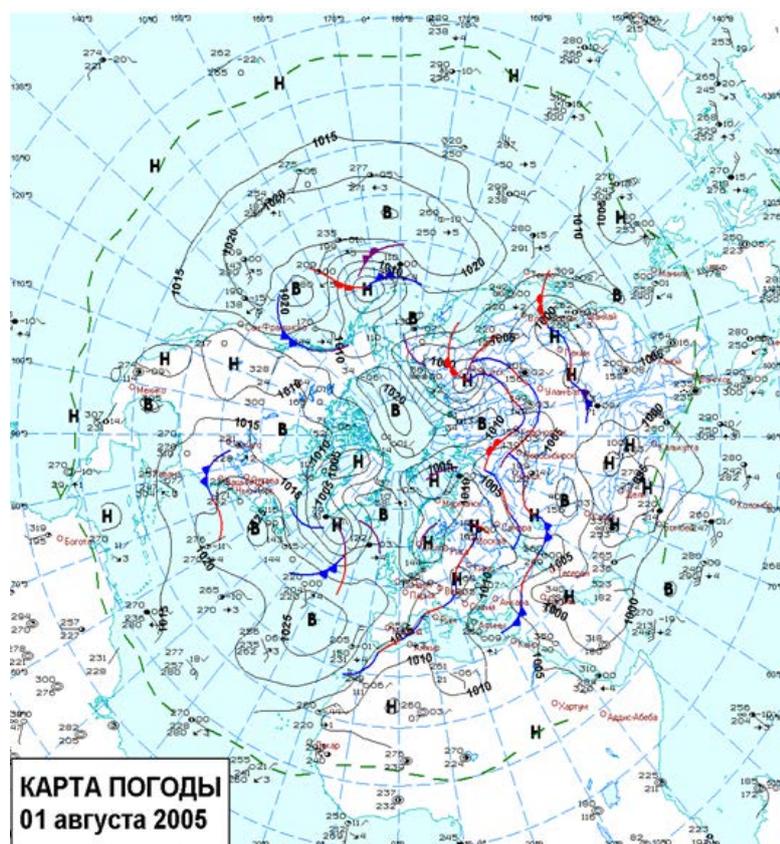
MATERIALS AND METHODS

For the analysis, weather maps of the Hydrometeorological Center of the Russian Federation for the Northern and Southern Hemispheres were used. According to the Calendar of sequential change of elementary circulation mechanisms (ECM) [6], ECMs were selected with one, two, three, and four blocking processes and their development was considered during the ECM action.

RESULTS

B.L. Dzerdzeevskiy [4,5] found that blocking processes develop simultaneously in the Northern and Southern hemispheres at about the same longitude. When this occurs, the connection of the Arctic / Antarctic anticyclone with subtropical. For the Northern Hemisphere, the mechanism of combining the arctic and subtropical anticyclones is known and consists in the movement of arctic anticyclones with the southern (more often - southeast) component, resulting in the replenishment of the subtropical high-pressure zone with fresh arctic cores. This, in turn, contributes to maintaining high pressure in the tropics.

In the study of circulation mechanisms in the southern hemisphere, it was found that the process of merging the Antarctic and subtropical anticyclones occurs in a completely different way than in the Northern hemisphere. The main difference is that if in the Northern Hemisphere, as a rule, the crest of the Arctic anticyclone spreads to low latitudes, then in the Southern Hemisphere the crest of the subtropical anticyclone stretches to high latitudes, towards Antarctica.



As an example (Figure 1) shows the ECM 12a weather map with four blocking processes: over the Atlantic, the Pacific Ocean, Eastern Siberia and America. In the Northern Hemisphere over the Atlantic, an Arctic invasion occurs in the rear of a series of southern cyclones, over the Pacific Ocean - in the rear of the Aleutian cyclone, in Alaska - in the rear of the cyclone over America and in Eastern Siberia - in the rear of the Far Eastern cyclonic system. In all cases, in the rear of cyclones, air flows from north to south.

In the Southern Hemisphere (Fig. 2) in the Atlantic, in the rear of the cyclone off the eastern shores of America, air flows from north to south, i.e., it flows from

Figure. 1. Weather map for August 1, 2005, ECM 12a, Northern Hemisphere.

subtropics to Antarctica. Therefore, the blocking process in the rear of this cyclone is developed by pulling the crest of a subtropical anticyclone to Antarctica, over which there is no Antarctic anticyclone at this time. In the Pacific Ocean, in the rear of the cyclone with the center north of Molodezhnaya station, is located the crest of a subtropical anticyclone, ending with a small independent core in the region of the polar circle between Vostok and Amundsen-Scott stations. The third anticyclone is formed in the rear of the cyclone, located south of Australia off the coast of Antarctica. The fourth stretches from South America to Amundsen-Scott station.

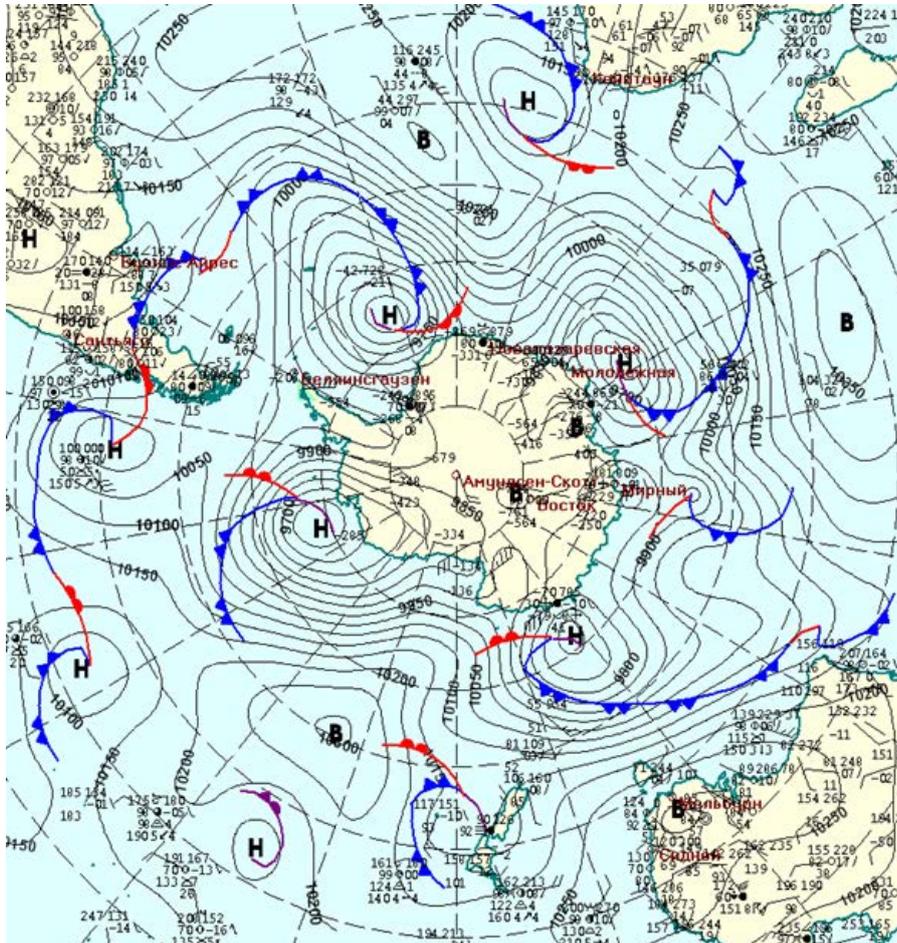


Figure 2. Weather map for August 1, 2005, ECM 12a, Southern Hemisphere.

The nature of changes in air temperature in the Northern and Southern Hemispheres during the formation of blocking processes in the rear of the cyclone is also different. If in the Northern hemisphere during the Arctic invasion the cooling spreads from north to south, in the Southern hemisphere with the beginning of pulling out the crest of a subtropical anticyclone from north to south, warm air is pumped into the rear of the cyclone. These features should be considered when analyzing the circulation of the atmosphere of the planet Earth system.

It is possible that such a difference is due to the fact that the Antarctic anticyclone is much more intensive and larger in area than the Arctic one, and forces subtropical anticyclones to creep in the direction of the area occupied by it.

CONCLUSION

In the Northern Hemisphere, the formation of blocking processes usually begins with an arctic invasion, penetrating southward to combining with a subtropical anticyclone.

In the southern hemisphere, as a rule, the development of the blocking process is carried out by pulling the crest of a subtropical anticyclone to the pole and then connecting it with the antarctic anticyclone.

References:

1. Golubev A.D., Kabak A.M., Nikol'skaya N.A., Butova G.I., Berezhnaya T.V. *Blokirovaniye zapadnogo perenosa nad Yevraziyey zimoy 2012 goda i svyazannyye s nim pogodnyye anomalii // Trudy Gidromet-sentra Rossii. vypusk 349. S. 188-213.*
2. Gruza G.V., Korovkina L.V. *Sezonnyye osobennosti prostranstvennogo raspredeleniya indeksov blokirovaniya v Severnom polusharii // Meteorologiya i gidrologiya. 1991. № 3. S. 108-110.*

3. Gruza G.V., Korovkina L.V. Klimaticheskij monitoring protsessov blokirovaniya zapadnogo perenosa v Severnom polusharii // *Meteorologiya i gidrologiya*. 1991. № 8, S. 108-110.
4. Dzerdzeyevskiy B.L. Sravneniye glavneyshikh zakonomernostey tsirkulyatsii atmosfery nad Severnym i Yuzhnym polushariyami. // *Informatsionnyy byulleten' Sovetskoy Antarkticheskoy ekspeditsii*, 1967, № 65, s.58-68.
5. B.L. Dzerdzeyevskiy. *Izbrannyye trudy*. Izd. «Nauka», 1975, s. 149-158.
6. Kolebaniya tsirkulyatsii atmosfery v XX - nachale XXI veka. [*Elektronnyy resurs*]. Rezhim dostupa <http://www.atmospheric-circulation.ru>.
7. Kononova N.K., Cherenkova Ye.A. Povtoryayemost' elementarnykh tsirkulyatsionnykh mekhanizmov v atmosfere Severnogo polushariya // *Izvestiya Rossiyskoy Akademii nauk. Seriya geograficheskaya*. № 6. S. 1-9.
8. Polyanskaya Ye.A. *Sinopticheskiye protsessy i yavleniya pogody v Nizhnem Povolzh'ye*. Saratov: Izd-vo SGU. 1986. 208 s.
9. Hide R., Mason P.J. *Sloping convection in the rotating fluid* // *Adv. Physics*. 1975. V.24. No. 1. P47-100.
10. Pelly J.L., Hoskins B.J. *A new perspective on blocking* // *J. Atmos.Sci*. 2003. V.60. No.3. P.743-755.

Calculation of parameters of gravity flows with a finite-element model of atmospheric dynamics

Yudin M.S.

Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia
E-mail: yudin@ommfao.sccc.ru

A numerical mathematical model of a compressible atmosphere is employed to calculate the important characteristics of motion of gravity flows, for example, front speed and surface pressure past orographic obstacles of various shapes and steepness. In this paper, the front speed is simulated with a non-hydrostatic finite-element model of atmospheric dynamics. The model is based on the compressible Navier-Stokes equations in two dimensions. Artificial compressibility is introduced into the model in order to make the governing equations hyperbolic. A test of the model on the meso-spatial scale is performed: the propagation of a meso-scale atmospheric gravity current (cold front) over flat terrain. In this test the calculated values of the simulation are compared with an empirical formula first introduced by T. von Karman and later developed for atmospheric fronts in multiple papers. The model simulation results are compared with available observations and simulations performed by other authors. In general, good agreement between the results of the test calculations and the theory has been obtained. The well-observed phenomenon of striking difference in the behavior of the surface pressure in front propagation under stable and neutral versions of atmospheric stratification is also discussed.

This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research under grant 17-01-00137 (as part of work on gravity flows simulation), and ICMMG SB RAS under target program 0315-2016-0004 (as regards the development of the numerical algorithms).

Расчет параметров гравитационных течений в атмосфере с помощью модели конечных элементов

Юдин М.С.

Институт Вычислительной Математики и Математической Геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия
E-mail: yudin@ommfao.sccc.ru

ВВЕДЕНИЕ

В настоящей работе атмосферные фронты моделируются негидростатической конечно-элементной моделью динамики атмосферы, которая применяется для расчета скорости распространения гравитационных течений в атмосфере. Атмосферные явления, имеющие большое теоретическое и практическое значение, представляют собой холодные атмосферные фронты, которые распространяются вблизи поверхности с высокими скоростями (см. [1] для обзора). Эти потоки могут быть замедлены и изменены по форме под воздействием подстилающей поверхности и стратификации атмосферы. Атмосферные

гравитационные потоки занимают широкий диапазон масштабов длины от нескольких метров до тысяч километров. Мезомасштабные течения лежат в интервале примерно от двух до двух тысяч километров [6]. Интересующие нас потоки в настоящем исследовании представляют собой мезомасштабные и микромасштабные явления. Эти потоки относительно мелкие: они относятся к пограничному слою атмосферы и простираются всего в нескольких километрах от поверхности в нижних слоях атмосферы.

Важным свойством, которое должна содержать любая числовая модель для реалистичного моделирования этих явлений, является подробное и точное описание орографии. Популярный подход к включению орографии в модель - это использование системы координат, следующей за ландшафтом. Это, пожалуй, наиболее широко используемый метод моделирования атмосферных процессов, который до сих пор использовался для точного описания подстилающей поверхности. Таким образом, область моделирования преобразуется в прямоугольную, и многие вычислительные проблемы становятся проще для решения. Однако модельные уравнения теперь содержат дополнительные члены, которые усложняют задачу построения численного метода, который будет сохранять инварианты исходной системы уравнений. Кроме того, этот подход справедлив только для довольно гладких функций преобразования.

Подход, основанный на использовании конечно-элементных приближений для моделируемых функций, может рассматриваться как альтернатива вышеупомянутому. В настоящей работе для подтверждения такого подхода используется модель конечных элементов, основанная на сжимаемых уравнениях Навье-Стокса.

Численная математическая модель сжимаемой атмосферы используется для расчета важных характеристик движения гравитационных потоков, например, скорости фронта и давления на поверхности за орографическими препятствиями различной формы и крутизны. В данной работе скорость фронта моделируется негидростатической конечно-элементной моделью динамики атмосферы. Модель основана на сжимаемых уравнениях Навье-Стокса в двух измерениях. Искусственная сжимаемость вводится в модель для того, чтобы сделать основные уравнения гиперболическими ([2], [16]). Проводится тестирование модели в мезо-пространственном масштабе: распространение мезомасштабного атмосферного гравитационного потока. В этом тесте рассчитанные значения скорости фронта сравниваются с эмпирической формулой, впервые введенной Т. фон Карманом, а затем разработанной для атмосферных фронтов несколькими авторами. Результаты моделирования сравниваются с доступными данными наблюдения и расчетами, выполненными по другим моделям. В целом получено хорошее согласие между результатами тестовых расчетов и теорией.

МОДЕЛЬ ДИНАМИКИ АТМОСФЕРЫ

Для расчета метеорологических полей мы используем уравнения атмосферной динамики для сжимаемого потока. Фильтрация звуковых волн в модели проводится с помощью специальных схем расщепления. Начальные вертикально-распределенные профили метеорологических полей получаются из одномерной модели. Для расчета адвекции применяется так называемый полу-лагранжев метод [8]. Этот метод позволяет минимизировать вычислительные ошибки, и в этом смысле обладает преимуществом перед традиционным эйлеровым подходом. Приведем здесь вид уравнений модели для плоской орографии:

$$\frac{dU}{dt} + \frac{\partial P}{\partial x} = f_1(V - V_g) - f_2 W + R_u,$$

$$\frac{dV}{dt} + \frac{\partial P}{\partial y} = -f_1(U - U_g) + R_v,$$

$$\frac{dW}{dt} + \frac{\partial P}{\partial z} + \frac{gP}{C_s^2} = f_2 U + g \frac{G^{1/2} \bar{\rho} \theta'}{\theta} + R_w,$$

$$\frac{d\theta}{dt} = R_\theta,$$

$$\frac{ds}{dt} = R_s,$$

$$\frac{1}{C_s^2} \frac{\partial P}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\bar{\rho} \theta'}{\theta} \right)$$

$$U = \bar{\rho} u, V = \bar{\rho} v, P = p', W = \bar{\rho} w$$

Модель представляет собой вариант уравнений Навье-Стокса в приближении Буссинеска для сжимаемого атмосферного потока. Сжимаемость атмосферы несущественна для моделируемых в настоящей работе атмосферных явлений и вводится здесь для получения гиперболической системы уравнений для невязкого потока. В такой форме уравнения допускают эффективную численную реализацию с помощью метода расщепления. В данной работе применяется вариант модели с пространственной дискретизацией конечных элементов и z-системой координат для плоской орографии [7]. Подробное изложение этой модели можно найти, например, в [14].

ГРАВИТАЦИОННОЕ ТЕЧЕНИЕ В НЕЙТРАЛЬНО-СТРАТИФИЦИРОВАННОЙ АТМОСФЕРЕ

Подобно работе [4], здесь мы используем конечно-элементную модель для расчета приземного давления и скорости течения над плоской орографией. Параметры моделирования взяты из работы [9] для распространения сформировавшегося холодного атмосферного фронта. Расчетная область составляет 25 км по горизонтали и 2 км по вертикали. В отличие от [9], где

фронт порождался источником холодного воздуха, начальная форма фронта в нашей работе задавалась в виде ступенчатой функции высотой 400 м. Кроме того, в нашей модели поверхность фронта рассчитывается с помощью отдельного уравнения.

Рассчитанные значения моделирования сравниваются с эмпирической формулой, которая была впервые введена Т фон Карманом в 1940 году ([1]):

$$v_F = k(g h_B \Delta \theta / \theta)^{0.5}$$

С тех пор эта формула использовалась для расчета скоростей атмосферных фронтов многими авторами ([1], [3], [9]). Это-хорошо известная эмпирическая формула для скорости фронта и типичные значения параметров фронта будут даны ниже. Было проведено сравнение между эмпирической формулой, упомянутой выше, и результатами расчета скорости фронта, выполненной с помощью модели конечных элементов. Результаты расчета скорости распространения холодного фронта при нейтральной стратификации следующие:

Начальная высота фронта = 400 м

Стратификация = 0,00 (К / 100 м)

Рассчитанная скорость фронта = 4,5 м / с

Константа Кармана - это, по существу, внутреннее число Фруда потока, то есть отношение сил инерции к силам тяжести. Она варьируется в широких пределах в литературе по атмосферным фронтам. Ее значение здесь взято из [9]. При вышеуказанных значениях формула Кармана дает скорость фронта = 4,2 м / с.

Таким образом, достаточно хорошее согласие между результатами расчетов и теорией было получено. При устойчивой стратификации фронт движется быстрее и показывает резкий скачок давления в точке наблюдения. Введение инверсионного слоя в атмосферу еще больше увеличивает давление. Впервые это явление было объяснено Charba [3]. Результаты предыдущих расчетов этих явлений с помощью настоящей модели хорошо согласуются с этой теорией [4].

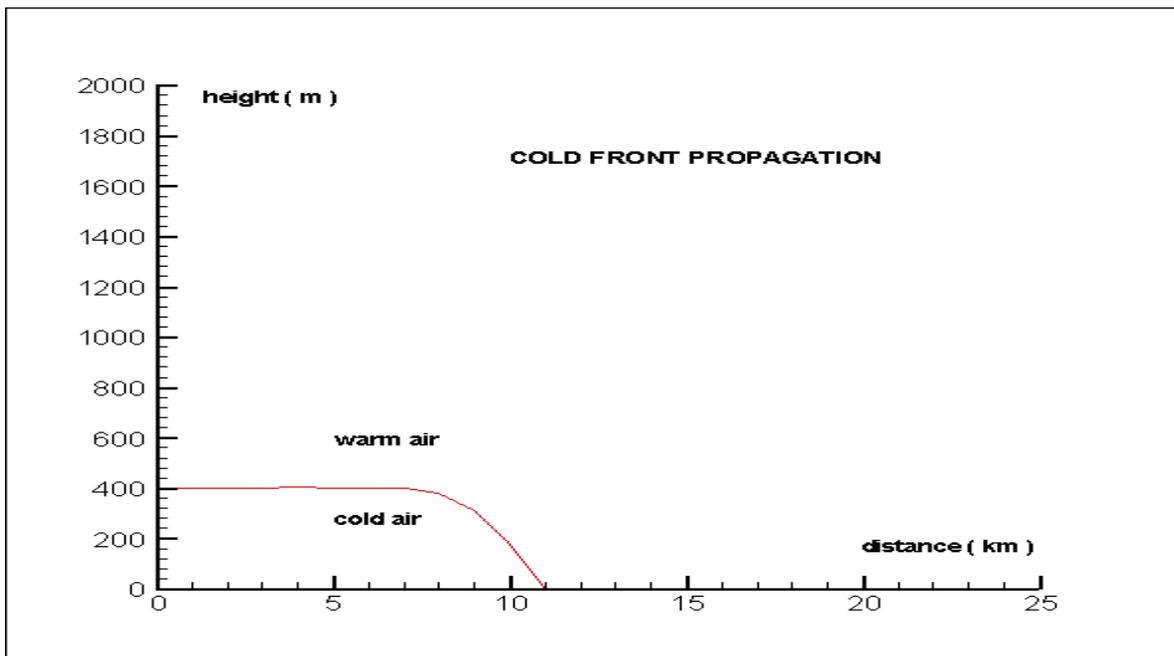


Рис. 1. Распространение холодного фронта в атмосфере.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В этой работе скорость фронта моделировалась с помощью негидростатической конечно-элементной модели динамики атмосферы. Модель основана на сжимаемых уравнениях Навье-Стокса. Был проведен тест модели в мезо-пространственном масштабе по распространению холодного фронта в нейтрально стратифицированной атмосфере. В этом тесте вычисленные значения моделирования сравнивались с эмпирической формулой, впервые введенной Т. фон Карманом, а затем разработанной для атмосферных фронтов многими авторами. Результаты моделирования были сопоставлены с имеющимися наблюдениями и расчетами, выполненными по другим моделям. В целом, в этом тесте было получено хорошее согласие между результатами тестовых расчетов и теорией.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 17-01-00137: численное моделирование), а также ИВМиМГ СО РАН (государственное задание 0315-2016-0004: разработка эффективных вычислительных алгоритмов).

Литература:

1. Schultz, D. M., 2005 *A Review of Cold Fronts with Prefrontal Troughs and Wind Shifts*, *Mon. Wea. Rev.*, 133 pp 2449-2472
2. Peshkov, I., Romenski, E., 2016 *A hyperbolic model for viscous newtonian flows*, *Continuum Mechanics and Thermodynamics*, 28 pp 85-104
3. Charba, J., 1974 *Application of a gravity current model to analysis of squall-line gust fronts*, *Mon. Wea. Rev.*, 102 pp 140-156
4. Yudin M S 2016 *A numerical study of gravity waves in the atmosphere: smooth and steep orography effects IOP Conference Series: Earth and Environmental Science 48 DOI <http://dx.doi.org/10.1088/1755-1315/48/1/012024>*
5. Marchuk G I 1982 *Mathematical Models in Environmental Problems (Moscow: Nauka) p 319*
6. Pielke R A 2002 *Mesoscale Meteorological Modeling (San Diego: Academic Press) p 676*
7. Davies H C 1984 *On the Orographic Retardation of a Cold Front Beitr. Phys. Atmos. 57 pp 409-418*
8. Ritchie H 1987 *Semi-Lagrangian Advection on a Gaussian Grid Mon. Wea. Rev. 115 pp 136-146*
9. Bischoff-Gauss I, Gross G 1989 *Numerical Studies on Cold Fronts. Part 1: Gravity Flows in a Neutral and Stratified Atmosphere, Meteorol. Atmos. Phys. 40 pp 150-158*
10. Bischoff-Gauss I, Gross G, and Wippermann F 1989 *Numerical Studies on Cold Fronts. Part 2: Orographic Effects on Gravity Flows Meteorol. Atmos. Phys. 40 pp 159-169*
11. Ikawa M 1988 *Comparison of Some Schemes for Non-Hydrostatic Models with Orography J. Meteor. Soc. Japan 66 pp 753-776*
12. Schumann U 1987 *Influence of Mesoscale Orography on Idealized Cold Fronts J. Atmos. Sci. 44 pp 3423-3441*
13. Yudin M S 2011 *Propagation of a Gravity Current in the Atmosphere over a Valley Bull. Novos. Comput. Center 14 pp 65-70*
14. Yudin M S, Wilderotter K 2006 *Simulating Atmospheric Flows in the Vicinity of a Water Basin Computational Technologies 11 pp 128-134*
15. Yudin M S 2012 *Comparison of FDM and FEM Models for a 2D Gravity Current in the Atmosphere over a Valley Bull. Novos. Comput. Center 13 pp 95-101*
16. Dumbser M, Peshkov I, Romenski E, Zanotti O 2016 *J. Comput. Phys. 314 pp 824-862*

El Niño forecast based on Global atmospheric oscillation

Serykh I.V., Sonechkin D.M.

Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia
E-mail: iserykh@ocean.ru

The predictability of the widely known phenomenon of El Niño is investigated. For this, the recently found Global Atmospheric Oscillation (GAO) is considered as the main mode of the short-term climatic variations because GAO includes the El Niño – Southern Oscillation process within itself. Index characterizing dynamics and interrelation of the extratropical and tropical components of GAO is defined, by means of which it is possible to predict El Niño with the lead time of about one year. Generally, it is more, than the lead times of present day hydrodynamical and statistical methods of the El Niño successful forecasting. Then, by means of wavelets, a range of time scales is cleared up in which the closest crosscorrelations exist of this index with an index characterizing El Niño itself.

The Chandler wobble in the Earth's pole motion is one of the external drivers of the climate system. It was established in the second half of the XXth century, that this wobble excites tides propagating eastward in the extratropical atmosphere and oceans. The phases of these tides are opposite in the Northern and Southern hemispheres. Therefore, a general eastward propagation must be a property inherent to the GAO-field. And the spatial structure of GAO as a whole propagates eastward.

Characteristic areas for the computation of the GAO index were chosen to represent the most peculiar features of the eastward propagation of GAO at the time of the reciprocal transformation of the GAO-structures. A total of 15 following regions were selected to calculate GAO-index. $GAO = T(20^{\circ}N-50^{\circ}N, 160^{\circ}W-130^{\circ}W) + T(35^{\circ}S-25^{\circ}S, 160^{\circ}W-80^{\circ}W) + T(65^{\circ}S-45^{\circ}S, 150^{\circ}E-160^{\circ}W) + T(65^{\circ}S-45^{\circ}S, 60^{\circ}W-0^{\circ}) + T(40^{\circ}N-70^{\circ}N, 90^{\circ}E-180^{\circ}) - T(30^{\circ}S-30^{\circ}N, 60^{\circ}W-180^{\circ}) - T(60^{\circ}S-31^{\circ}S, 90^{\circ}E-120^{\circ}E) - T(31^{\circ}N-60^{\circ}N, 100^{\circ}W-40^{\circ}W) + P(50^{\circ}N-70^{\circ}N, 170^{\circ}E-120^{\circ}W) + P(70^{\circ}S-50^{\circ}S, 170^{\circ}E-120^{\circ}W) + P(60^{\circ}S-20^{\circ}N, 40^{\circ}E-80^{\circ}E) + P(30^{\circ}S-30^{\circ}N, 70^{\circ}W-10^{\circ}W) - P(0^{\circ}-40^{\circ}N, 120^{\circ}E-120^{\circ}W) - P(45^{\circ}S-25^{\circ}S, 120^{\circ}E-60^{\circ}W) - P(50^{\circ}N-70^{\circ}N, 50^{\circ}E-90^{\circ}E)$, where P and T are the pressure and temperature anomalies divided by their standard deviations.

The time series of GAO and El Niño indices after band-pass filter for years 2 to 7 shown that the main extrema of the GAO series lead the main extrema of the El Niño series approximately for one year. The crosscorrelation between GAO and El Niño is high (~ 0.8) with time lag about 12-14 months, the coherence is higher than 0.8 at periods 4-6 years with phase near 90° . So, apparently, GAO can be used for prediction of El Niño with the lead time of about one year.

Addressing to the wavelet coherence and phase between the GAO and El Niño time series, it is found that at ENSO time scale range (2-7 years) the received almost complete coincidence of the cross wavelet transform pattern (CWT-pattern) of the GAO series with the CWT-pattern of the El Niño series with the lead time of about 14 months means, that it is possible to well forecast El Niño using the GAO index. Generally, it is significantly more, than the lead times of hydrodynamic and statistical successful forecasts of El Niño used in the present-day operational practice. Let's remind that all present-day forecasts of El Niño suffer from the so-called spring barrier of predictability, and so their practical predictability is limited to the lead time of about one half of year. Thus, eastern propagation of GAO can help to predict strong El Niño and La Niña events with the lead time of about one year.

The spectral analysis showed that peaks of the GAO and ENSO indices really have some properties inherent to the strange nonchaotic attractor (SNA) dynamics. Therefore, thanks to the SNA character of the short-term climatic variations, El Niño can be predicted with the lead more than one year. In general, it surpasses the predictability limit of present-day methods of the El Niño successful forecasting.

Прогноз Эль-Ниньо на основе Глобальной атмосферной осцилляции

Серых И.В., Сонечкин Д.М.

Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия
E-mail: iserykh@ocean.ru

Опираясь на факт нехаотичности короткопериодных вариаций в климатической системе и, следовательно, неприменимости к этим вариациям парадигмы ограниченной предсказуемости погоды, сформулированной Э.Н. Лоренцем, исследуется предсказуемость широко известного феномена Эль-Ниньо. При этом рассматривается недавно обнаруженная так называемая Глобальная Атмосферная Осцилляция (ГАО). Считая ГАО главной модой короткопериодных климатических вариаций, определяются индексы, характеризующие динамику и взаимосвязь внетропических и тропических компонент ГАО. Среди этих индексов находится один, с помощью которого оказывается возможным предсказывать Эль-Ниньо с заблаговременностью в 14 месяцев. Это больше, чем заблаговременности, всех ныне существующих динамических и статистических методов прогноза Эль-Ниньо. Затем, с помощью вейвлетов, выявляется диапазон временных масштабов, внутри которого имеет место наиболее тесная кросскорреляция этого индекса с индексом, характеризующим Эль-Ниньо. В итоге, указывается на возможность дальнейшего увеличения этой заблаговременности до нескольких лет.

В работах [1-4] была подвергнута проверке та точка зрения, что в возникновении пиков в спектрах процессов Эль-Ниньо – Южного Колебания (ЭНЮК) повинны неравномерности вращения Земли. Проверка выполнена на доступных сейчас тщательно выверенных рядах инструментальных метеорологических наблюдений и их, так называемых, ре-анализах, т.е. рядах наблюдений, пропуски и внутренние несогласованности которых были исключены с помощью современных гидродинамических моделей общей циркуляции атмосферы. В результате все основные пики спектральной плотности в диапазоне временных масштабов от года до примерно десятилетия были соотнесены с тремя внешними периодическими воздействиями на климатическую систему: 1) Чандлеровским колебанием полюсов; 2) Лунно-солнечной нутацией; 3) Циклом солнечной активности. Главные периоды этих внешних воздействий составляют ~ 1.2 , ~ 18.6 и ~ 11.5 года соответственно. По-видимому, они несоизмеримы друг с другом. Так что они воздействуют на климатическую систему, как бы, невпопад, и вместо хаоса порождают очень сложные, кажущиеся случайными вариации, среди которых наиболее известны «ритмы» ЭНЮК.

Коль скоро вышеуказанные периоды действительно несоизмеримы, уместно проверить гипотезу, что математическим образом короткопериодных вариаций климата является странный нехаотический аттрактор (СНА), обнаруженный математиками в конце XX-го века в решениях простых нелинейных динамических систем, возбуждаемых двумя внешними силами с несоизмеримыми периодами. Гипотеза СНА привлекательна тем, что допускает предсказание будущего поведения рассматриваемой динамической системы без каких-либо ограничений, по крайней мере, в принципе.

Анализ, выполненный в [2-4], показал, что пики в спектрах ЭНЮК и даже некоторых метеорологических процессов, развивающихся во внетропических широтах Земли, действительно имеют свойства,

присущие спектрам СНА-динамики. Целью настоящей работы является продемонстрировать, что, благодаря СНА-характеру междугодовых климатических вариаций, Эль-Ниньо может быть предсказано с заблаговременностью более года. Это превосходит пределы предсказуемости, всех ныне существующих методов прогнозов Эль-Ниньо.

В [2-4] было доказано, что ритмичность ЭНЮК не является изолированным региональным явлением, а есть часть некоторого общепланетарного процесса [5-9], названного по этой причине Глобальной Атмосферной Осцилляцией (ГАО). Пространственная структура ГАО была определена как средняя разность в среднемесячных полях давления на уровне моря и приповерхностной температуры, имеющих место при событиях Эль-Ниньо и противоположных им событиях Ла-Нинья. Ее можно охарактеризовать всего одним числом – индексом ГАО1, который вычисляется как алгебраическая сумма нормированных значений давления на уровне моря в десяти географических районах, совпадающих с экстремумами (максимумами и минимумами) в поле ГАО. $GAO1 = (5^{\circ}\text{ю.ш.}-5^{\circ}\text{с.ш.}, 35^{\circ}-25^{\circ}\text{з.д.}) + (5^{\circ}\text{ю.ш.}-5^{\circ}\text{с.ш.}, 55^{\circ}-65^{\circ}\text{в.д.}) + (55^{\circ}-65^{\circ}\text{с.ш.}, 95^{\circ}-85^{\circ}\text{з.д.}) + (65^{\circ}-55^{\circ}\text{ю.ш.}, 95^{\circ}-85^{\circ}\text{з.д.}) + (5^{\circ}\text{ю.ш.}-5^{\circ}\text{с.ш.}, 145^{\circ}-155^{\circ}\text{в.д.}) - (45^{\circ}-55^{\circ}\text{с.ш.}, 175^{\circ}-165^{\circ}\text{з.д.}) - (45^{\circ}-55^{\circ}\text{с.ш.}, 15^{\circ}-5^{\circ}\text{з.д.}) - (55^{\circ}-45^{\circ}\text{ю.ш.}, 15^{\circ}-5^{\circ}\text{з.д.}) - (55^{\circ}-45^{\circ}\text{ю.ш.}, 175^{\circ}-165^{\circ}\text{з.д.}) - (5^{\circ}\text{ю.ш.}-5^{\circ}\text{с.ш.}, 95^{\circ}-85^{\circ}\text{з.д.})$. При Эль-Ниньо этот индекс является положительным, а при Ла-Нинья – отрицательным.

Среди выбранных районов есть два, которые приходятся на канонические районы развития процессов ЭНЮК. Это – районы с координатами $(5^{\circ}\text{ю.ш.}-5^{\circ}\text{с.ш.}, 145^{\circ}-155^{\circ}\text{в.д.})$ и $(5^{\circ}\text{ю.ш.}-5^{\circ}\text{с.ш.}, 95^{\circ}-85^{\circ}\text{з.д.})$. Значения давления на уровне моря в этих районах сильно отличаются от нуля. Поэтому может показаться, что именно они определяют значения индекса ГАО1. Если бы это имело место в реальности, то ГАО было бы не более чем отличным от ранее предложенных индексом ЭНЮК.

Действительно, если подсчитать индекс процессов ЭНЮК (будем называть его Расширенным Океаническим Ниньо Индексом – РОНИ) как среднюю приповерхностную температуру в приэкваториальной полосе Тихого океана $(5^{\circ}\text{ю.ш.}-5^{\circ}\text{с.ш.}, 170^{\circ}-80^{\circ}\text{з.д.})$, то кросскорреляция между временными вариациями индексов ГАО1 и РОНИ оказывается максимальной при нулевом фазовом сдвиге между этими вариациями, т.е. вариации происходят синхронно во времени. Величина этой максимальной кросскорреляции очень велика (0.9). Учитывая, что исходные метеорологические данные, использованные в выбранном ре-анализе NOAA CIRES 20th Century Global Reanalysis Version 2c,отягощены ошибками наблюдений, которые должны уменьшать связь между рассматриваемыми индексами, можно заключить, что между процессами ГАО и ЭНЮК на межгодовых периодах фактически имеется взаимно однозначная (функциональная) связь. Помимо указанного ре-анализа были исследованы данные наблюдений Met Office Hadley Center HadSLP2 и HadCRUT.4.6, которые продемонстрировали близкие результаты, с учетом большого количества пропусков в данных до 1950-х годов.

Чтобы убедиться, что процессы ГАО и ЭНЮК все же не являются тождественными, определим еще один индекс ГАО, обозначаемый далее, как ГАО2. Этот индекс отличается от ГАО1 тем, что при его подсчете районы с координатами $(5^{\circ}\text{ю.ш.}-5^{\circ}\text{с.ш.}, 145^{\circ}-155^{\circ}\text{в.д.})$ и $(5^{\circ}\text{ю.ш.}-5^{\circ}\text{с.ш.}, 95^{\circ}-85^{\circ}\text{з.д.})$ исключаются из рассмотрения. Синхронная кросскорреляция между индексом ГАО2 и РОНИ тоже оказывается очень велика (0.8), но, все же, меньше, чем между ГАО1 и РОНИ.

Проведенное вейвлетное преобразование (ВП) рядов РОНИ и ГАО2 позволило выяснить, вариации каких временных масштабов определяют эту большую кросскорреляцию. Из неё можно заключить, что динамика внутритропических компонент ГАО и РОНИ, т.е. ЭНЮК, отнюдь не тождественна. Между этими процессами существует очень большое сходство в диапазоне временных масштабов от примерно года до примерно десятилетия. Однако, поведение ГАО и РОНИ в масштабах нескольких десятилетий является различным.

Осцилляторный характер графиков кросскорреляций РОНИ и ГАО2 свидетельствует, что синхронизация между внутритропическими компонентами ГАО и ЭНЮК является фазовой. Можно считать, что она определяется внешним периодическим форсингом глобальной климатической системы за счет чандлеровского колебания полюсов Земли, воздействующим и на ГАО и на ЭНЮК. Это является очень важным заключением, ибо до настоящего времени было принято считать, что сами процессы ЭНЮК влияют на процессы, происходящие почти всюду на Земле, зачастую весьма далеко от приэкваториальной полосы Тихого океана. Иными словами, было принято истолковывать наличие тесных кросскорреляций между различными индексами ЭНЮК и индексами внутритропических атмосферных процессов в причинно-следственном смысле.

Однако, еще много лет назад А.Н. Колмогоров предупреждал против истолкования синхронных корреляционных связей между различными переменными в терминах причин и следствий. При рассмотрении проблемы взаимосвязи между процессами ЭНЮК и внутритропическими процессами в глобальной климатической системе естественно посчитать, что имеет место вынужденная синхронизация, когда обе подсистемы находятся под воздействием одной и той же внешней периодической силы. Такая синхронизация отличается от часто рассматриваемой внутренней синхронизации нелинейных осцилляторов, связанных друг с другом (известный эффект Гюйгенса). Конечно, процессы ЭНЮК взаимодействуют с внутритропическими процессами. Однако, эти взаимодействия, являются очень слабыми, например,

влияние Эль-Ниньо на процессы в Северной Атлантике или, наоборот, влияние Северной Атлантики на Эль-Ниньо. Скорее не взаимодействия между различными климатическими процессами, а общие внешние форсинги определяют наблюдаемую синхронизацию.

Как уже говорилось выше, одним из важных форсингов является чандлеровское колебание полюсов Земли. Как было установлено еще во второй половине XX-го века, это колебание возбуждает в атмосфере и океанах приливные волны, распространяющиеся с запада на восток противофазно в умеренных широтах обоих полушарий. Недавно, путем анализа данных спутниковой альтиметрии водной поверхности Тихого океана было показано [4], что волна северотихоокеанского «полночного» прилива, после отражения от западных берегов Центральной Америки, возбуждает положительные аномалии поверхности Тихого океана. Это – как раз Эль-Ниньо, которое является составным элементом ритмов ЭНЮК.

Континенты не являются непреодолимым препятствием для западно-восточного распространения атмосферных «полночных» приливов. Поэтому можно ожидать, что в динамике внетропических компонент ГАО, коль скоро ГАО форсируется чандлеровским колебанием полюсов Земли, тоже будет наблюдаться западно-восточное смещение. При рассмотрении временных изменений пространственной структуры ГАО в полях давления на уровне моря и приповерхностной температуры такое смещение действительно было найдено. После нескольких проб удалось определить индекс, величина которого наиболее четко представляет это смещение. Назовем этот индекс ГАОЗ. Он вычисляется как алгебраическая сумма нормированных значений среднемесячного приземного давления и температуры в 15 географических районах: $GAOZ = T(20^{\circ}\text{-}50^{\circ}\text{с.ш.}, 160^{\circ}\text{-}130^{\circ}\text{з.д.}) + T(35^{\circ}\text{-}25^{\circ}\text{ю.ш.}, 160^{\circ}\text{-}80^{\circ}\text{з.д.}) + T(65^{\circ}\text{-}45^{\circ}\text{ю.ш.}, 150^{\circ}\text{в.д.}\text{-}160^{\circ}\text{з.д.}) + T(65^{\circ}\text{-}45^{\circ}\text{ю.ш.}, 60^{\circ}\text{з.д.}\text{-}0^{\circ}) + T(40^{\circ}\text{-}70^{\circ}\text{с.ш.}, 90^{\circ}\text{в.д.}\text{-}180^{\circ}) - T(30^{\circ}\text{ю.ш.}\text{-}30^{\circ}\text{с.ш.}, 60^{\circ}\text{з.д.}\text{-}180^{\circ}) - T(60^{\circ}\text{-}31^{\circ}\text{ю.ш.}, 90^{\circ}\text{-}120^{\circ}\text{в.д.}) - T(31^{\circ}\text{-}60^{\circ}\text{с.ш.}, 100^{\circ}\text{-}40^{\circ}\text{з.д.}) + P(50^{\circ}\text{-}70^{\circ}\text{с.ш.}, 170^{\circ}\text{в.д.}\text{-}120^{\circ}\text{з.д.}) + P(70^{\circ}\text{-}50^{\circ}\text{ю.ш.}, 170^{\circ}\text{в.д.}\text{-}120^{\circ}\text{з.д.}) + P(60^{\circ}\text{ю.ш.}\text{-}20^{\circ}\text{с.ш.}, 40^{\circ}\text{-}80^{\circ}\text{в.д.}) + P(30^{\circ}\text{ю.ш.}\text{-}30^{\circ}\text{с.ш.}, 70^{\circ}\text{-}10^{\circ}\text{з.д.}) - P(0^{\circ}\text{-}40^{\circ}\text{с.ш.}, 120^{\circ}\text{в.д.}\text{-}120^{\circ}\text{з.д.}) - P(45^{\circ}\text{-}25^{\circ}\text{ю.ш.}, 120^{\circ}\text{в.д.}\text{-}60^{\circ}\text{з.д.}) - P(50^{\circ}\text{-}70^{\circ}\text{с.ш.}, 50^{\circ}\text{-}90^{\circ}\text{в.д.})$.

Был построен временной ряд значений индекса ГАОЗ и затем вычислены кросскорреляции этого ряда с рядом индекса РОНИ при различных временных сдвигах между ними. Замечательно, что главный максимум кросскорреляции имеет место, когда вариации ГАОЗ опережают по времени вариации РОНИ на 14 месяцев, т.е. точно на период чандлеровского колебания полюсов Земли. Величина главного кросскорреляционного максимума весьма велика (0.7).

Используя эту кросскорреляцию, можно предсказывать величину индекса РОНИ, т.е. возникновение или Эль-Ниньо, или Ла-Нинья, с 14-месячной заблаговременностью. Заметим, что нынешние прогнозы Эль-Ниньо опираются на кросскорреляцию, равную примерно 0.5 при заблаговременности не более полугода. Но такие довольно неуверенные прогнозы можно делать по индексу ГАОЗ с заблаговременностью примерно три с половиной года. На эту возможность указывает наличие минимума кросскорреляции на графике ГАОЗ-РОНИ при временном упреждении в 40 месяцев.

Для того чтобы выяснить, как зависит асинхронная кросскорреляция между рядами ГАОЗ и РОНИ от временного масштаба, была использована техника ВП анализа кросскорреляций между временными рядами. Выявлены диапазоны масштабов, внутри которых существует тесная связь между временными вариациями упреждающего индекса ГАОЗ и индекса РОНИ [10]. Это – междугодовые – декадные временные масштабы, в которых, как было показано ранее, глобальная климатическая система форсируется несколькими внешними силами, периоды которых, по-видимому, несоизмеримы друг с другом. Помимо годового хода притока тепла от Солнца, эти силы включают чандлеровское колебание полюсов Земли, лунно-солнечную нутацию и цикл солнечной активности. В результате оказывается возможным предсказывать индекс ЭНЮК с заблаговременностью в 14 месяцев, что существенно превышает заблаговременность существующих сейчас прогнозов ЭНЮК. Учитывая же США-динамику ГАО и ЭНЮК, открывается возможность дальнейшего увеличения заблаговременности до нескольких лет.

Литература:

1. Серых И.В., Сонечкин Д.М. Хаос и порядок в атмосферной динамике: Часть 1. Хаотические вариации погоды // Известия высших учебных заведений. Прикладная нелинейная динамика. 2017. Т. 25. № 4. С. 4-22.
2. Серых И.В., Сонечкин Д.М. Хаос и порядок в атмосферной динамике. Часть 2. Междугодовые ритмы Эль-Ниньо – Южного колебания // Известия высших учебных заведений. Прикладная нелинейная динамика. 2017. Т. 25. № 5. С. 5-25.
3. Серых И.В., Сонечкин Д.М. Сопоставление временных энергетических спектров индексов Эль-Ниньо – Южного колебания и глобальных полей температуры и атмосферного давления в приповерхностном слое // Фундаментальная и прикладная климатология. 2017. Т. 2. С. 144-155.
4. Serykh I.V., Sonechkin D.M. Nonchaotic and globally synchronized short-term climatic variations and their origin // Theoretical and Applied Climatology. 2019. P. 1-18. DOI: 10.1007/s00704-018-02761-0.



5. Бышев В.И., Иванов Ю.А., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В., Скляров В.Е., Щербинин А.Д. О проявлении эффекта Эль-Ниньо в Индийском океане // Доклады Академии наук. 2008. Т. 418. № 3. С. 391-396.
6. Бышев В.И., Нейман В.Г., Пономарев В.И., Романов Ю.А., Серых И.В., Цурикова Т.В. Роль Глобальной атмосферной осцилляции в формировании климатических аномалий Дальневосточного региона России // Доклады Академии наук. 2014. Т. 458. № 1. С. 92-96.
7. Byshev V.I., Neiman V.G., Anisimov M.V., Gusev A.V., Serykh I.V., Sidorova A.N., Figurkin A.L., Anisimov I.M. Multi-decadal oscillations of the ocean active upper-layer heat content // Pure and Applied Geophysics. 2017. Vol. 174. No. 7. P. 2863-2878.
8. Серых И.В. О динамике и структуре Глобальной атмосферной осцилляции в климатических моделях и реальности // Океанологические исследования. 2018. Т. 46. № 1. С. 14-28.
9. Серых И.В., Сонечкин Д.М., Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А. Global atmospheric oscillation in troposphere and lower stratosphere // Системы контроля окружающей среды. 2018. № 13 (33). С. 70-78.
10. Вакуленко Н.В., Серых И.В., Сонечкин Д.М. Хаос и порядок в атмосферной динамике. Часть 3. Предсказуемость Эль-Ниньо // Известия высших учебных заведений. Прикладная нелинейная динамика. 2018. Т. 26. № 4. С. 75-94.

Analysis of NH winter storm track realization in simulations of INM CM5

¹Vargin P.N., ²Martynova Y.V., ³Volodin E.M., ³Kostrykin S.V.

¹ Central aerological observatory, Dolgoprudny, Russia

² Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

³ Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

E-mail: p_vargin@mail.ru foxyj13@gmail.com volodin@inm.ras.ru s_kostr@mail.ru

Storm tracks are marked by regions with strongest meridional temperature gradient where extratropical cyclones are generated. These strongest (storm) cyclones bring strong winds and heavy precipitation, affecting regional weather and climate. The storm tracks transport large amounts of heat, momentum, and moisture poleward, and make up an important part of the global circulation. Storm tracks are observed in the mid-latitudes with the maximum nearby 40 N. There are two dominant storm tracks in the NH: North Atlantic one observed from North-Eastern America eastward to Northern Europe and North Pacific one observed from central (eastern) North Pacific to eastern slope of the Rocky mountains. The strongest activity of these storm tracks are observed during cold season (October-April). Considering significant impacts of storm tracks on global weather and climate as well as possible change of storm tracks due to climate change its realization in climate model simulations is actual topic of research.

The simulation of storm tracks is considered in five 50-year realizations of ensemble calculations with the INM-CM5 climate model. The model includes the ocean module and the improved vertical resolution in the upper stratosphere and lower mesosphere. Following storm tracks characteristics are calculated using model, NCEP and ERA-Interim reanalysis high-pass filtered daily data: variance, eddy momentum, heat and moisture fluxes.

Obtained results show that spatial structure and temporal variability of storm tracks in INM-CM5 climate model simulations is comparable with observational data. However the maximum variance of both storm tracks in model simulation is weaker on 20-25% in comparison with reanalysis data.

With composite analysis the extension of North Atlantic storm track due to (caused by) weakening and strengthening of Arctic stratospheric polar vortex events with detected influence on troposphere was studied. These events in model and NCEP reanalysis data were revealed early and were defined as following: if geopotential height anomalies normalized on standard deviation propagate continuously downward from the middle stratosphere (30 hPa) exceeded the threshold value of +/- 1.5 sigma and reach the pressure level of 300 hPa in the upper troposphere, such event was considered as troposphere-affecting (and vice versa).

Difference between composites consisted of troposphere-affecting and non troposphere-affecting events show that strengthening of stratospheric polar vortex lead to extension of North Atlantic storm track toward high latitudes: its strengthening is observed nearby 50 N and weakening nearby 30-40N. Weakening of stratospheric polar vortex in turn lead to extension of this storm track toward lower latitudes. Strongest changes of North Atlantic storm track occur nearby 300-250 hPa. These results obtained using model and reanalysis data agreed.

Анализ воспроизведения шторм-треков Северного полушария в расчетах климатической модели ИВМ РАН СМ5

¹Варгин П.Н., ²Мартынова Ю.В., ³Володин Е.М., ³Кострыкин С.В.

¹ Центральная аэрологическая обсерватория Росгидромета, Долгопрудный, Россия

² Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

³ Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, Москва, Россия

E-mail: p_vargin@mail.ru foxyj13@gmail.com volodin@inm.ras.ru s_kostr@mail.ru

CITES'2019

МЕЖДУНАРОДНАЯ МОЛОДЕЖНАЯ ШКОЛА И КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ВЫЧИСЛИТЕЛЬНО-ИНФОРМАЦИОННЫМ ТЕХНОЛОГИЯМ ДЛЯ НАУК ОБ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ

1. ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на прогресс в последние годы в развитии климатических моделей, связанный, в том числе с улучшением горизонтального разрешения, увеличением количества вертикальных уровней и высоты верхней границы, совершенствование воспроизведения ими динамических процессов тропосферы и стратосферы и их взаимодействия остается актуальной задачей. Сохраняются проблемы в воспроизведении таких процессов циркуляции как волны тепла и холода, аномальные осадки, сопровождающие экстремальные погодные явления. Требуется улучшение воспроизведения межгодовой изменчивости циркуляции стратосферы и динамического взаимодействия стратосферы и тропосферы [Shaw 2014].

Одним из важнейших элементов циркуляции тропосферы являются шторм-треки (ШТ) - расположенные в верхней тропосфере средних широт (с максимумом вблизи 40°) в обоих полушариях области с максимальным меридиональным градиентом температуры, т.е. сильной бароклинностью. ШТ влияют на региональный климат, так как связанные с ними циклоны сопровождаются сильными ветрами и осадками. Важную роль играют ШТ в переносе тепла, импульса и влаги к высоким широтам. Именно в областях ШТ наблюдается наибольшее количество штормовых циклонов, так как процесс образования и развития циклонов (циклогенез) преимущественно происходит на их западном краю. ШТ являются индикатором такой характеристики климата как активность внетропических циклонов.

Наибольшая интенсивность ШТ в Северном полушарии наблюдается в зимний период вследствие наиболее сильного градиента температуры между низкими и высокими широтами. В зимний период погодные условия Европы и Средиземноморья определяются распространением циклонов, образующихся в области Атлантического ШТ. Смещение (расширение) областей ШТ приводит к изменению осадков и погодных условий. Расположение ШТ связано с находящимся в верхней тропосфере субтропиков струйным течением, скорость зонального ветра в котором может превышать 30 м/с. Выделяются три основные области ШТ: 1) от Восточно-Китайского моря на восток над Тихим океаном, 2) от восточных склонов Скалистых гор в Северной Америке на восток над Атлантикой до Северной Европы, 3) наименее интенсивный над Средиземным морем и далее на восток до Центральной Азии. У Тихоокеанского ШТ в середине зимы в январе-феврале наблюдается ослабление (при максимальной интенсивности струйного течения), наступающее после превышения порогового значения скорости зонального ветра ~45 м/с.

Важное значение ШТ для прогнозирования погоды определяется еще и тем, что блокирующие антициклоны часто образуются на восточном краю областей ШТ.

На межгодовую изменчивость ШТ влияет Эль-Ниньо, квазидвухлетние колебания зонального ветра в экваториальной стратосфере (КДК) [Wang 2018], а также изменения стратосферного полярного вихря в Арктике [Kidston 2015]. Расположение, интенсивность и изменчивость ШТ зависит от окружающих их областей: поверхности (нижней границы атмосферы), находящейся выше стратосферы, а также атмосферы тропиков и высоких широт. Выявлено смещение струйных течений (с которыми связаны ШТ) при ослаблении стратосферного полярного вихря по направлению к экватору, а при его усилении к высоким широтам. Эти изменения ШТ отражают изменение основной моды циркуляции тропосферы высоких широт – Северной кольцевой моды (NAM), охватывающей в зимний период высоты от тропосферы до стратосферы и являются результатом изменения меридиональной циркуляции атмосферы, усиливающейся / ослабляющейся при усилении / ослаблении стратосферного полярного вихря [Kidston 2015].

Учитывая влияние ШТ на погодные условия, оценка изменений их интенсивности и расположения вследствие изменения климата является актуальной задачей. Ее решение зависит от качества воспроизведения ШТ климатическими моделями в условиях современного климата. Согласно модельным оценкам изменение климата к концу XXI века при жестком сценарии роста парниковых газов ШТ будут смещаться к более высоким широтам. При удвоении CO₂ смещение ШТ по широте может составить от 0.8° до 2° [Mbengue 2013, Barnes 2013]. По оценкам это смещение ШТ может быть обусловлено примерно на 2/3 изменением конвективной устойчивости (т.е. изменением влажно-адиабатического градиента температуры) в тропиках и на ~1/3 из-за увеличения средней температуры [Mbengue 2013]. Расчеты с



использованием климатической модели промежуточной сложности подтвердили смещение Тихоокеанского и Атлантического ШТ при удвоении CO₂ к концу XXI века к высоким широтам и их возвращение на прежнее место при снижении CO₂ [Martynova 2015].

Модели с более высоким разрешением часто лучше воспроизводят интенсивность ШТ. Однако по оценкам горизонтальное разрешение моделей объясняет изменчивость ШТ только на 30% [Chang 2013]. Другой важный фактор - диссипация.

Целью данной работы является анализ реализации характеристик ШТ Северного полушария моделью ИВМ РАН CM5 в сравнении с данными реанализа.

2. ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Для анализа ШТ используются результаты пяти 50-ти летних модельных расчетов с 1965 г. по 2014 г. 5-й версией климатической модели ИВМ РАН, проведенных согласно требованиям международного проекта сравнения климатических моделей CMIP6, и отличающихся между собой слегка возмущенными начальными условиями.

Основные отличия 5-й версии климатической модели ИВМ РАН (CM5) от предыдущей: улучшение вертикального разрешения для верхней стратосферы и нижней мезосферы, улучшение параметризации крупномасштабной конденсации и облачности, добавление аэрозольного блока. Важным результатом совершенствования модели является воспроизведение квазидвухлетней цикличности зонального ветра в экваториальной стратосфере и улучшение статистики внезапных стратосферных потеплений [Володин 2017].

Пространственное разрешение модели в атмосфере: 2°×1.5° по долготе и широте, 73 вертикальных уровня до 0.2 гПа (~60 км). В океане пространственное разрешение: 0.5°×0.25° и 40 вертикальных уровней. Океанический модуль модели включает блок расчета морского льда. В атмосферный модуль включены блоки, отвечающие за расчет параметров почвы, подстилающей поверхности и вегетации. Модули модели, отвечающие за океан и атмосферу, обмениваются данными каждые 2 часа. Результаты анализа динамических процессов стратосферы и стратосферно-тропосферного динамического взаимодействия в климатической модели ИВМ РАН представлены в [Варгин и др. 2018].

Для сравнения с результатами моделирования используются данные реанализа NCEP с разрешением по долготе-широте 2.5°×2.5° для зимних сезонов (октябрь-апрель) с 1968 г. по 2018 г. и данные реанализа ERA-Interim с таким же разрешением с 1979 г. по 2018 г.

Ежедневные данные меридионального, зонального ветра, температуры и удельной влажности на уровнях давления от поверхности до 100 гПа (для удельной влажности до 300 гПа) аналогично [Chang 2013] преобразовывались с использованием высоко-частотного фильтра для выделения изменчивости синоптических масштабов, а затем рассчитывались следующие характеристики ШТ:

- изменчивость: $\sigma v = \sqrt{[v(t+24) - v(t)]^2}$,
- вихревой поток импульса: $uv = [u(t+24) - u(t)] \cdot [v(t+24) - v(t)] \cos \phi$;
- вихревой поток тепла $vT = \frac{[v(t+24) - v(t)] \cdot [T(t+24) - T(t)]}{\phi}$
- вихревой поток влаги $vq = [v(t+24) - v(t)] \cdot [q(t+24) - q(t)]$

где u , v - зональная и меридиональная скорость ветра соответственно, T - температура, q - удельная влажность, ϕ - широта, верхняя линия над правой частью - осреднение по периоду (обычно - месяц). При использовании среднесуточных данных $t+24$ означает следующие сутки. Если изменчивость является частью вихревой кинетической энергии, передающейся от вихрей к зональному течению, то вихревой поток импульса лучше характеризует взаимодействие составляющих ШТ бароклинных волн и крупномасштабной низкочастотной циркуляции. Вихревой поток vT определяет перенос явного тепла. Перенос скрытого тепла, связанного с испарением и конденсацией, оценивается через вихревой поток влаги vq .

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

3.1 Основные характеристики шторм-треков

Анализ изменчивости ШТ в зимние месяцы (декабрь-февраль) в верхней тропосфере за 50-ти летний период при осреднении по пяти расчетам показывает, что модель ИВМ CM5 реалистично воспроизводит долготную структуру ШТ. Однако максимальная изменчивость Тихоокеанского ШТ к западу от Скалистых гор и Атлантического ШТ вблизи о. Ньюфаундленд по сравнению с данными реанализа занижена на ~30%. Сезонный ход изменчивости ШТ воспроизводится моделью также реалистично: у Тихоокеанского ШТ максимум наблюдается в области 40-50° с.ш. в октябре-ноябре и марте-апреле, в январе-феврале - ослабление. Максимум изменчивости Атлантического ШТ наблюдается ноябре-феврале также в области 40-50° с.ш. Указанные максимумы обоих ШТ находятся в верхней тропосфере вблизи 300 гПа. Область третьего наименее сильного ШТ, распространяющаяся в данных реанализа от Европы на восток до Центральной Азии, в модельных расчетах выражена слабее.

Анализ потока импульса и тепла ШТ показывает, что модель по сравнению с данными реанализа адекватно воспроизводит изменчивость, пространственное распределение и сезонный ход этих параметров. Максимальный среднесезонный поток импульса ШТ наблюдается между уровнями давления 300 и 200 гПа в ноябре-первой половине декабря.

У потока тепла в модельных расчетах значительно занижен второй максимум по вертикали, расположенный вблизи 200 гПа. В данных моделирования максимальные значения потока влаги, наблюдающиеся в нижней тропосфере вблизи 850 гПа, занижены по сравнению с данными реанализа на 20-25%.

Наибольшие значения потока влаги у обоих ШТ в данных моделирования и реанализа наблюдаются в нижней тропосфере вблизи уровня давления 850 гПа и составляет до $7-9 \cdot 10^{-3}$ м/с. С увеличением высоты его значение снижается и вблизи 400 гПа составляет $\sim 1 \cdot 10^{-3}$ м/с. В данных моделирования максимальные значения потока влаги на $\sim 20\%$ меньше, чем в данных реанализа. При зональном осреднении наибольшие значения потока влаги наблюдаются в октябре-ноябре. Также как в данных реанализа, в данных моделирования поток влаги Атлантического ШТ немного сильнее, чем у Тихоокеанского ШТ.

3.2 Влияние изменчивости стратосферного полярного вихря на шторм-треки

Используя результаты пяти 50-ти летних расчетов для современного климата (1965-2014 г.), ранее были выявлены зимние сезоны с усилением и ослаблением стратосферного полярного вихря и влиянием на тропосферу: 8 и 10 событий соответственно [Варгин 2018]. Для выделения таких сезонов использовался критерий: нормированные на стандартное отклонение среднесуточные аномалии от климатических значений геопотенциальной высоты в области $60-90^\circ$ с.ш. и превышающие по модулю 1.5 сигма должны непрерывно распространяться от средней стратосферы до верхней тропосферы (300 гПа). Аналогично в данных реанализа NCEP были выявлены 4 зимних сезона с усилением (1967-68, 1988-89, 2010-11 и 2011-12 гг.) и 6 сезонов с ослаблением (1966-67, 1968-69, 1976-77, 1984-85, 1986-87, 1996-1997 гг.) стратосферного полярного вихря и влиянием на тропосферу.

Для выявленных зимних сезонов и периода с декабря по февраль была рассчитана изменчивость ШТ за 50-ти летний период и составлены композиты событий усиления / ослабления стратосферного полярного вихря с влиянием на тропосферу. Также как и для 50-ти летнего периода максимальная изменчивость ШТ композитов в данных моделирования занижена по сравнению с данными реанализа на $\sim 30\%$.

Различие между композитами, составленными из данных моделирования и реанализа для января - марта, показывает, что при усилении стратосферного полярного вихря область максимальной изменчивости Атлантического ШТ смещается к высоким широтам: усиление ШТ происходит вблизи 50° с.ш., а ослабление в области $30-40^\circ$ с.ш. При ослаблении вихря смещение (расширение) происходит к низким широтам. Наибольшие изменения Атлантического ШТ наблюдаются в верхней тропосфере в области высот: 300-200 гПа.

4. ВЫВОДЫ

С использованием данных пяти 50-ти летних модельных расчетов и данных реанализов NCEP и ERA-Interim показано, что модель ИВМ РАН CM5 реалистично воспроизводит расположение, пространственную структуру, сезонный ход параметров основных ШТ Северного полушария: Атлантического и Тихоокеанского, а также изменчивость Атлантического ШТ вследствие усиления и ослаблений стратосферного полярного вихря, влияющих на тропосферу: наблюдается смещение (расширение) его области по направлению к экватору, а при ослаблении вихря – к высоким широтам.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (грант № 19-05-00370).

Литература:

1. Варгин П.Н., Кострыкин С.В., Володин Е.М. Анализ воспроизведения динамического взаимодействия стратосферы и тропосферы в расчетах климатической модели ИВМ РАН. — *Метеорология и гидрология*, 2018, № 11, с.100-109.
2. Володин Е.М., Мортиков Е.В., Кострыкин С.В., Галин В.Я., Лыков В.Н., Грицун А.С., Дианский Н.А., Гусев А.В., Яковлев Н.Г. Воспроизведение современного климата в новой версии модели климатической системы ИВМ РАН. — *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*, 2017, т. 53, № 2, с. 164–178.
3. Мартынова Ю.В., Крупчатников В.Н. О некоторых особенностях динамики общей циркуляции атмосферы в условиях глобального изменения климата. — *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*, 2015, том 51, № 3, с. 1–12.
4. Barnes E., Polvani L. Response of the midlatitude jets, and of their variability, to increased greenhouse gases in the CMIP5 models. — *J. Climate*, 2013, V. 26, pp. 7117–7135.
5. Chang E., Guo Y., Xia X., Zheng M., Storm-Track Activity in IPCC AR4/CMIP3 Model Simulations. — *J. Climate*, 2013, V. 26, pp. 246-260.
6. Chang E., Lee S., Swanson K. Storm Track Dynamics. — *J. Climate*, 2002, V. 15, pp. 2163-2182.

7. Kidston J. u òp. *Stratospheric influence on tropospheric jet streams, storm tracks and surface weather*. — *Nature Geoscience* 2015, No. 8, pp. 433–440.
8. Mbengue C., Schneider T. *Storm Track Shifts under Climate Change: What Can Be Learned from Large-Scale Dry Dynamics*. — *J. Climate*, 2013, V. 26, pp. 9923–9930.
9. Shaw T., Perlwitz J., Weiner O. *Troposphere-stratosphere coupling: Links to North Atlantic weather and climate, including their representation in CMIP5 models*. — *J. Geophys. Res.*, 2014, V. 119, pp. 5864–5880.
10. Wang J., Kim H-M., Chang E. *Interannual Modulation of Northern Hemisphere Winter Storm Tracks by the QBO*. — *Geophys. Res. Lett.*, 2018

Comparative analysis of the assessment of hydrothermal conditions of the Tomsk region, using different droughts coefficients

¹Ryazanova A.A., ^{1,2}Voropay N.N.

¹ Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

² V.B.Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia

E-mail: raa@scert.ru

Global and regional climatic changes that have been most intense in recent decades (IPCC, 2013; Second assessment ..., 2014) are characterized by an increase in the frequency of extreme natural events, which include droughts and periods of extensive moistening. Air temperature and precipitation are the main characteristics of the climate indicating changes in the droughts / extensive moistening.

According to the observation of weather stations of the Tomsk region, air temperatures intensively changes since the 70s of the 20th century. According to data from the weather station Tomsk, the average annual air temperature increased during 1967-1997 from -0.6 to + 0.56°C. In the period from 1970 to 2009, there is an increase in air temperature according to Tomsk region weather stations records with a rate of 0.4-0.6°C / 10 years. Since the mid-1980s, an increase in precipitation has been observed.

For analyses of ongoing changes in air temperature and precipitation, the ERA-Interim reanalysis of the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (European Center for Medium-Range Weather Forecasts - ECMWF) (Dee et al., 2011) was used at grid points with a step of $0.75 \times 0.75^\circ$ for the period 1979-2017. The analysis was carried out for an area within coordinates 55-61 ° N, 75-90 ° E, including the territory of the Tomsk region. We used web-GIS "CLIMATE" (Gordov, 2016, 2018; Riazanova, 2016) (<http://climate.scert.ru>) for calculation of the long-term average climate characteristics and tendencies of changes.

Previously, a comparative analysis of the most famous Russian and international quantitative indicators of aridity, such as the Selyaninov hydrothermal coefficient (HTC), the Ped' (S) aridity index, the standardized precipitation index (SPI) and the standardized precipitation index and evaporation (SPEI) was conducted for the period 1979-2017 according to the ERA-Interim reanalysis for the territory of Western Siberia (Voropay, Ryazanova, 2018). Correlation analysis confirmed the synchronicity of changes in the studied droughts indices. However, the identified extreme events in individual years (intensity, duration of drought) with the help of these indices do not always coincide. For a detailed analysis of the indices in this work, we used the time series of observations from weather stations of the Tomsk region from May to September (precipitation and air temperature) for the period 1966-2017.

For most of the weather stations of the Tomsk region in May and September, the Selyaninov HTC was not calculated due to the absence in the series of observations of average daily air temperatures above 10 °C (which is a necessary condition for the calculation). Consequently, the relationship between the HTC and other indices for May and September was not derived. In the remaining cases, when comparing the series, statistically significant correlation coefficients were obtained (maximum values for the SPI and SPEI, HTCnorm, and S index). The closest connections were observed during the period of active vegetation (June-August).

Despite some differences in determining the intensity of drought using the proposed indices, the analysis of the results for a long-term period made it possible to identify the phenomena of strong and extreme intensity. The driest months over the study period were May (1999, 2004), June (1981, 1982, 1983, 2012), July (1998, 1999, 2012), August (2003, 2016), and September (1966, 2016). In these months, most weather stations recorded a state of strong or extreme drought. In 2012 and 2016 the dry period lasted 2-4 months throughout the Tomsk region. In most cases, drought was observed in the first months of the growing season, but in 1966, 2011 and 2016, according to the results of the analysis of all calculated indices, at many weather stations droughts were observed in August-September, with moderate humidification at the beginning of summer.

Сравнительный анализ оценки гидротермических условий Томской области, при использовании разных коэффициентов засушливости

¹Рязанова А.А., ^{1,2}Воропай Н.Н.

¹ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

² Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

E-mail: raa@scert.ru

Глобальные и региональные климатические изменения, наиболее интенсивно проявляющиеся в последние десятилетия (IPCC, 2013; Второй оценочный..., 2014), характеризуются увеличением повторяемости экстремальных природных явлений, к которым относятся засухи и периоды переувлажнения. Основными характеристиками климата, изменение которых является индикатором изменения засушливости/переувлажнения территории, являются температура воздуха и сумма атмосферных осадков. Причем, важен учет изменений этих параметров не только в летние месяцы, но и в течение предшествующего холодного периода, условия которого влияют на гидротермическое состояние почвы и атмосферы в начале вегетационного сезона.

По данным наблюдения метеорологических станций Томской области изменения средних годовых температур воздуха наблюдаются с 70-х годов XX века. Особенно заметен их рост в подтаежной зоне. Только по данным метеостанции Томск средняя годовая температура воздуха поднялась за 1967-1997 гг. с $-0,6$ до $+0,56$ °C. Если предположить, что тренд носит линейный характер, то его параметры составили $+0,67$ °C/10 лет (Ромашова и др., 2002). В последующее десятилетие процесс потепления ускорился. Это подтверждается исследованиями других авторов (Барашкова и др., 2011), которые отмечают в период с 1970 по 2009 г. рост температуры воздуха по данным метеорологических станций на всей территории области со скоростью $0,4-0,6$ °C/10 лет, причем в отдельные месяцы холодного периода (февраль-март) тенденции достигают $1,5-1,7$ °C/10 лет. Поскольку скорость потепления на порядок больше, чем в Северном полушарии Земли в целом, это может быть обусловлено отклонением от многолетних норм характеристик региональной циркуляции (Горбатенко и др., 2011). Анализ полученных данных показал,

что наибольшие изменения произошли в холодно-снежную часть года и, особенно, в центральную фазу зимнего сезона (Ромашова, 2004). Начиная с середины 80-х годов XX века наблюдается увеличение сумм осадков. Тенденции в изменении годовых сумм атмосферных осадков имеют явно выраженную положительную направленность, достигая максимума за счёт осадков холодного периода (октябрь-апрель), особенно в Александровском, Томске и Колпашево (Барашкова и др., 2011).

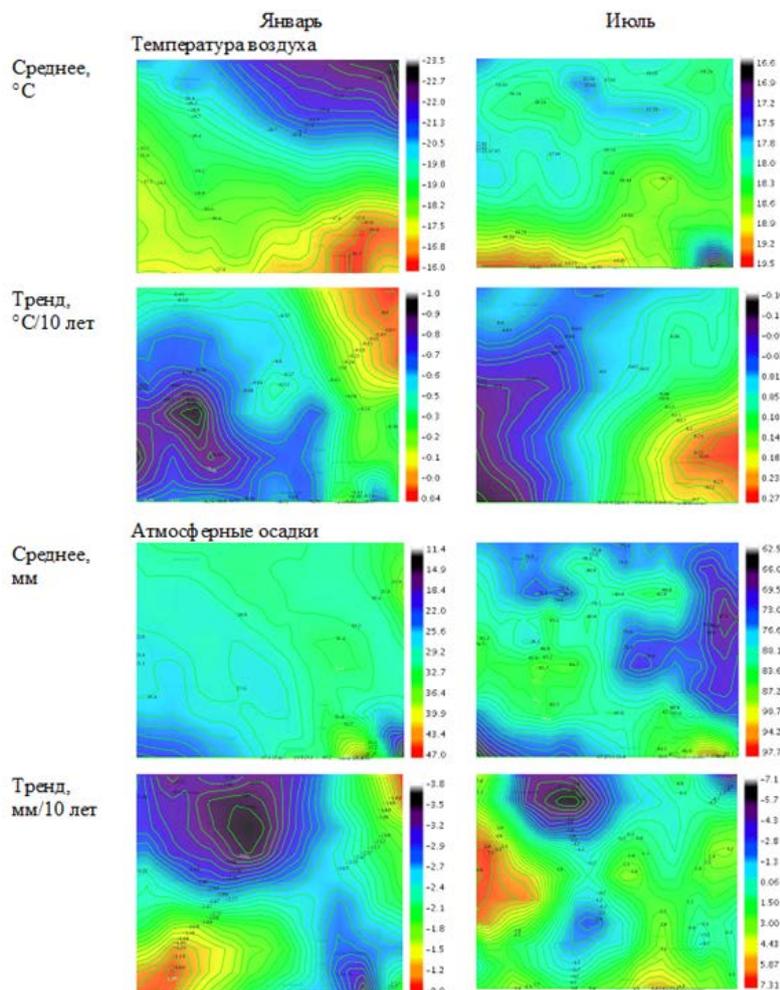


Рис. 1. Средние многолетние значения и тренды средней месячной температуры и сумм атмосферных осадков за январь, июль (1979–2017 гг.). Область исследований – $55-61^{\circ}$ с.ш., $75-90^{\circ}$ в.д.

Для площадной характеристики современных изменений температуры воздуха и атмосферных осадков использованы данные реанализа ERA Interim Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF) (Dee et al, 2011) в узлах сетки с шагом $0,75 \times 0,75^\circ$ за период 1979-2017 гг. Анализ проведен для расчетного прямоугольника с координатами $55-61^\circ$ с.ш., $75-90^\circ$ в.д., включающего территорию Томской области. Основным инструментом в нашей работе для расчёта является ранее разработанная веб-ГИС «КЛИМАТ» (Gordov, 2016, 2018; Riazanova, 2016) (<http://climate.scert.ru>). Оценены средние многолетние характеристики климата и тенденции их изменения. На рис. 1 представлено распределение температуры воздуха и сумм атмосферных осадков за отдельные месяцы.

Ранее по данным реанализа ERA Interim для территории Западной Сибири проведен сравнительный анализ наиболее известных российских и международных количественных показателей засушливости, таких как гидротермический коэффициент Селянинова (ГТК), индекс засушливости Педя (S), стандартизированный индекс осадков (SPI) и стандартизированный индекс осадков и испаряемости (SPEI) за период 1979-2017 гг. (Voropay, Ryzanova, 2018). Корреляционный анализ подтвердил синхронность изменения рассматриваемых индексов засушливости. Однако выявленные экстремальные события в отдельные годы (интенсивность, продолжительность засухи) с помощью указанных индексов не всегда совпадают. Для более детального анализа индексов в данной работе использованы ряды наблюдений метеорологических станций Томской области с мая по сентябрь (суммы атмосферных осадков и температура воздуха) за период 1966-2017 гг. При сравнении гидротермических условий в разных ландшафтах корректнее использовать нормированные показатели, в связи с чем в работе использован не ГТК, а его нормированная аномалия. При определении засухи учитывают ее интенсивность, согласно классификации (табл.1).

Таблица 1. Классификация засух на основе индексов засушливости ГТК, Педя, SPI и SPEI.

Интенсивность засухи	Нормированная аномалия ГТК	Индекс Педя	SPI/SPEI
слабая	$-1,25 < ГТК_{a, норм} \leq -1$	$1 \leq S < 2$	$-2 < SPI/SPEI \leq -1$
умеренная	$-1,5 < ГТК_{a, норм} \leq -1,25$	$2 \leq S < 3$	$-3 < SPI/SPEI \leq -2$
сильная	$-1,75 < ГТК_{a, норм} \leq -1,5$	$3 \leq S < 4$	$-4 < SPI/SPEI \leq -3$
экстремальная	$ГТК_{a, норм} \leq -1,75$	$S \geq 4$	$SPI/SPEI \leq -4$

Для большинства метеостанций области в мае и сентябре ГТК Селянинова не рассчитывался в связи с отсутствием в рядах наблюдения средних суточных температур воздуха выше 10°C (что является необходимым условием для расчета). Следовательно, связь между ГТК и другими индексами для мая и сентября не определена. В остальных случаях при сравнении рядов получены статистически значимые коэффициенты корреляции (максимальные для пар индексов SPI и SPEI, ГТК_{норм} и S). Наиболее тесные связи наблюдаются в период активной вегетации (июнь-август) (рис.2).

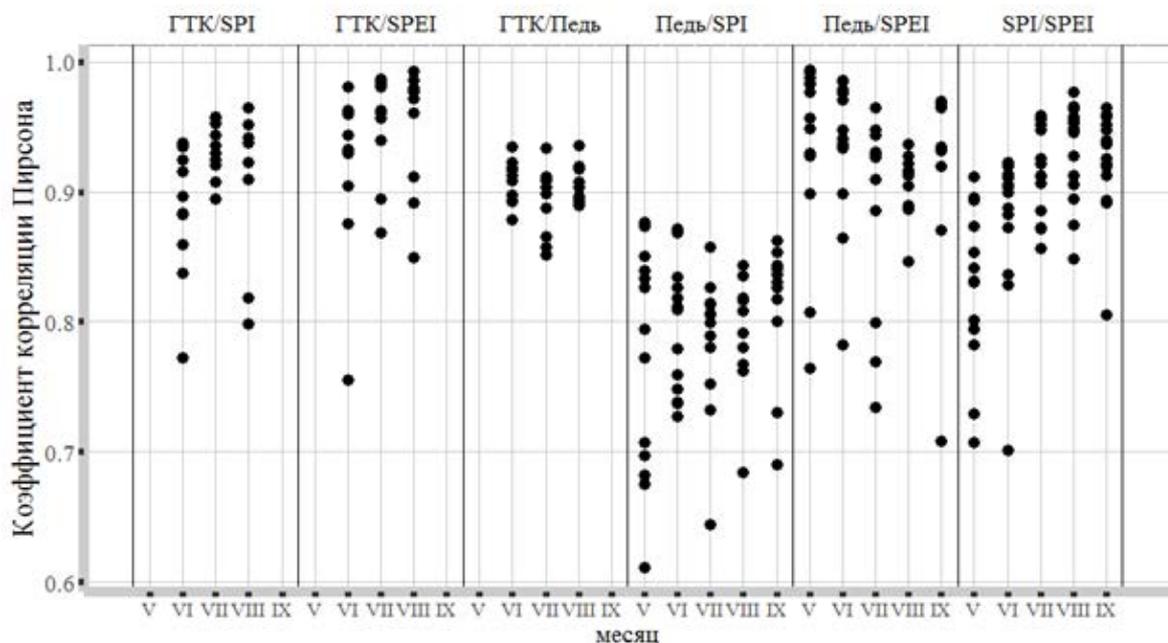


Рис.2. Коэффициент корреляции между индексами засушливости.

Несмотря на некоторые различия при определении интенсивности засухи с помощью предложенных индексов, анализ результатов расчета за многолетний период позволил выявить явления сильной и экстремальной интенсивности, которые соответствуют характеристикам, приведенным в табл.1. Наиболее засушливыми месяцами за период исследования были май (1999, 2004 гг.), июнь (1981, 1982, 1983, 2012 гг.), июль (1998, 1999, 2012 гг.), август (2003, 2016 гг.), сентябрь (1966, 2016 гг.). В эти месяцы на большинстве метеорологических станций фиксировалось состояние сильной или экстремальной засухи. В 2012 г. и в 2016 г. засушливый период продолжался 2-4 месяца на всей территории Томской области. В большинстве случаев засуха наблюдается в первые месяцы вегетационного периода, однако в 1966, 2011 и 2016 гг., согласно результатам анализа всех рассчитанных индексов, на многих метеорологических станциях засуха наблюдалась в августе-сентябре, при умеренном увлажнении в начале лета.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-45-700015.

Литература:

1. Dee D.P., S.M. Uppala, A.J. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M.A. Balsameda, G. Balsamo, P. Bauer, P. Bechtold, A. C. M. Beljaars, L. van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, C. Delsol, R. Dragani, M. Fuentes, A.J. Geer, L. Haimberger, S.B. Healy, H. Hersbach, E.V. Hólm, L. Isaksen, P. Kållberg, M. Köhler, M. Matricardi, A. P. McNally, B.M. Monge-Sanz, J.-J. Morcrette, B.-K. Park, C. Peubey, P. de Rosnay, C. Tavolato, J.-N. Thépaut and F. Vitart. *The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system* // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. – 2011. – V.137. – 553–597.
2. Gordov E P, Shiklomanov A, Okladnikov I G, Prusevich A and Titov A G 2016 Development of Distributed Research Center for analysis of regional climatic and environmental changes IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 48
3. Gordov E.P., Okladnikov I.G., Titov A.G., Voropay N.N., Ryazanova A.A., and Lykosov V.N. Development of Information-computational Infrastructure for Modern Climatology // *Russian Meteorology and Hydrology*. – 2018. – Vol. 43. – No.11. – P.722-728.)
4. IPCC, 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1535 pp.
5. Riazanova A.A., Voropay N.N., Okladnikov I.G., Gordov E.P. Development of computational module of regional aridity for web-gis "CLIMATE" // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 2016. – vol. 48. – № 1. – 012032.
6. Voropay N N, Ryazanova A A. A comparative assessment of the aridity indices for analysis of the hydrothermal conditions // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 190 (2018) 012041 doi :10.1088/1755-1315/190/1/012041
7. Барашикова Н.К., Волкова М.А., Кужевская ИВ. Оценка современной климатической составляющей хозяйственного комплекса Томской области в холодный период года // *Вестник ТГУ. - 2011. - № 351. - С. 163-198.*
8. Булыгина, О.Н. Описание массива срочных данных об основных метеорологических параметрах на станциях России (Электронный ресурс) / О.Н. Булыгина, В.М. Веселов, В.Н. Разуваев, Т.М. Александрова // *Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014620549 – Режим доступа: <http://meteo.ru/data/163-basic-parameters#onucanue-массива-данных>*
9. *Второй оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. – М., 2014.*
10. Горбатенко В.П., Ипполитов И.И., Логинов СВ. и др. Роль циркуляционных факторов в потепление климата Сибири // *Вестник ТГУ. - 2011. - № 346. - С. 174-180.*
11. Ромашова Т.В., Соколович Г.Е., Пеккер Я.С. и др. Скрытые закономерности изменения климата г. Томска в период 1967-1997 гг. // *Измерения, моделирование и информационные системы как средства снижения загрязнений на городском и региональном уровне: Программа и тезисы Международной конференции «ENVIROMIS 2002». Томск, 6-12 июля 2002 г. - Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2002. –С. 97.*
12. Ромашова ТВ. *Сезонные ритмы климата и их влияние на развитие эрозии почв (на примере юга Томской области): дис. ... канд. геогр. наук. - Томск, 2004. - 239 с.*

Spatio-temporal distribution of periods with low and high temperatures in Western Siberia for 1961-2016

¹Volkova M.A., ²Cheredko N.N., ¹Titovskaya A.A.

¹ Tomsk State University, Tomsk, Russia

² Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

E-mail: atnik3@rambler.ru, mv2101@mail.ru

The repeatability of extreme climate events occurred in different regions amid global climate change is one of the most urgent issues of modern climatology. Currently the increase of extreme indices (and/or events) on the background of global warming is being diagnosed and predicted in many papers [1-5], and such scientific works occupy a leading position in the list of the most significant global risks for 2017 [6]. A regional approach to solve the issue has high relevance. Adverse environmental conditions limit regional development and the efficiency of adaptation strategies to climate change. Low and high temperatures are events that have a direct impact on energy consumption, transport and other sectors of the economy in the research area. Likewise events often entail social risks in Western Siberia [8].

In the paper we used long sets of surface air temperature observations (1961-2016) at 25 weather stations in Tomsk, Kemerovo, Novosibirsk Oblast and Altai Krai taken from RIHMI-WDC (<http://aisori.meteo.ru>). Based on daily air temperature data the characteristics of low and high temperature (extreme events) have been calculated. A 'low temperature' is known as period when the minimum air temperature is $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ and less for any duration; a 'high temperature' period characterize by maximum air temperature equal $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ or more [9, 10]. To assess the consistency of change above-mentioned extreme events in the south of Western Siberia, various periods with long-term trends in global mean surface temperatures (GST) were considered. The period from 1961 to 1990 has been recommended by the World Meteorological Organization as a standard reference period for long-term climate change assessments and called the climatological normal (CLINO) [3]. The highest rates of modern global warming stands out during 1976-1997 [11], while from 1998 to 2016 a global warming slowdown took a place, widely discussed not only by scientists, but also by the public [3, 12, 13].

Extreme weather conditions corresponding to the period with low temperatures are specific for cold season in the southern part of Western Siberia. In most part of study area the periods with low temperatures were observed every year. On the average, the repeatability of such events has peaked in Tomsk region and has been down to 95% in Altai Krai. The maximum continuous period with low temperatures, which began on January 6, 2006 and lasted 32 days, was recorded at Vanjil-Kynak weather station (Tomsk Oblast). For the period from 1961 to 2016 the frequency of days with low temperatures in the south of Western Siberia, on average, varies from 4 to 7% of days per year. The highest frequency per season has been noticed in Tomsk Oblast (15%), and the lowest one in Novosibirsk Oblast (8%).

Periods with high temperatures in most of the study area were observed for more than 90% of years. The frequency of years with high temperature cases has maximum in Altai Krai (97%) and minimum in Tomsk Oblast (90%).

At the phase of the highest global warming rates, the frequency of low temperatures periods has dropped in comparison with the period of the climatological normal. Their periodicity increased again during warming slowdown throughout the study area; in Altai Krai the average frequency in the region exceeded that in the CLINO time.

High temperatures periods in 1976-1997 tend to decrease on the territory of Tomsk and Novosibirsk Oblast, whereas in Kemerovo Oblast and Altai Krai such extreme climate events became more frequent. At almost all the weather stations, the frequency of occurrence of "high temperatures" period in warming slowdown became higher than in the period of explicit warming and CLINO time. Extremeness of temperature mode is not a consistent with the mean temperature variation, and these characteristics should be studied separately.

Пространственно-временное распределение периодов низких и высоких температур на юге Западной Сибири в период 1961-2016 гг.

¹Волкова М.А., ²Чередыко Н.Н., ¹Титовская А.А.

¹ НИ Томский государственный университет, Томск, Россия

² Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

E-mail: atrnik3@rambler.ru, mv2101@mail.ru

Вопрос о согласованности статистики экстремальных погодно-климатических событий в различных регионах с глобальным изменением климата является одним из наиболее актуальных в современной климатологии. Во многих работах диагностируется и прогнозируется рост экстремальных показателей климата на фоне глобального потепления [1-5]. Климатические экстремальные явления занимают верхние позиции списка наиболее существенных глобальных рисков [6]. Под экстремальностью погодно-климатических условий обычно понимают сильно отличающиеся от нормы значения метеорологических величин, измеренных на метеорологических станциях. Региональный подход к исследованию проблемы актуален в связи с первостепенностью знаний об изменчивости и изменениях климата и их последствиях в непосредственном стратегическом и тактическом управлении социально-экономической деятельностью регионов. Именно неблагоприятные условия среды лимитируют развитие регионов, являясь, более информативными с точки зрения эффективности стратегий адаптации к изменениям климата, чем средние значения метеорологических величин, которые, вообще, не являются наблюдаемой величиной.

Для большей части территории России отмечается, что изменения показателей экстремальности происходят в соответствии с общим потеплением: повторяемость экстремально теплых эпизодов растет, холодных – уменьшается, при этом растут пороги как положительных, так и отрицательных экстремумов [4], т. е., как самые холодные, так и наиболее теплые эпизоды становятся теплее. Тем не менее, для юга Западной Сибири по данным 1977-2013 гг. была выявлена тенденция увеличения числа морозных дней [7]. Экстремально холодные зимы начала XXI века во многих регионах России на фоне продолжающегося потепления глобального климата стали «потрясением» для населения и экономики. Как видно, до сих пор проблема изменения характеристик экстремальности регионального климата на фоне роста глобальной температуры открыта, ввиду существенной пространственной неоднородности климатических изменений.

Низкие и высокие температуры являются показателями, оказывающими непосредственное влияние на энергопотребление в регионе исследования: резкий рост теплотребления в период низких температур, в теплое полугодие – энергозатраты на кондиционирование и вентиляцию помещений при высоких температурах. Теплоснабжение для Западной Сибири является самым затратным сектором экономики. Кроме того, такие события в условиях Западной Сибири влекут за собой и социальные риски: рост кризисных состояний здоровья населения, особенно связанных с кровеносно-сосудистой системой, особенно в зимний период [8].

Для исследования использованы данные наблюдений приземной температуры воздуха (средней, максимальной и минимальной) за период 1961-2016 гг. на 25 метеостанциях Томской, Кемеровской, Новосибирской областей и Алтайского края, доступных на сайте ВНИИГМИ-МЦД (<http://aisori.meteo.ru>). По суточным данным рассчитывались характеристики событий «низкие температуры», когда минимальная температура воздуха была $-30\text{ }^{\circ}\text{C}$ и ниже любой продолжительности, и «высокие температуры», когда значения максимальной температуры воздуха составляли $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ или выше любой продолжительности [9, 10]. Рассматривались различные периоды для оценки согласованности изменения этих показателей экстремальности температурного режима на юге Западной Сибири с долговременными тенденциями глобальной температуры: период 1961-1990 гг., рекомендованный Всемирной метеорологической организацией, как период для расчета климатических норм [3]; 1976-1997 гг. – период наибольшей выраженности современного глобального потепления [11]; 1998-2016 гг. – период «замедления потепления», широко обсуждаемый не только учеными, но и общественностью [3, 12, 13].

Экстремальные погодные условия, соответствующие событиям «низкие температуры», характерны для холодного полугодия юга Западной Сибири. На большей части территории периоды с низкой температурой наблюдались в 100 % лет (рис. 1).

В среднем по регионам повторяемость таких событий максимальна в Томской области, 100 % лет, минимальна – в Алтайском крае, 95 %. В Томской области на 6 станциях из 10 в каждом году наблюдались низкие температуры, в Кемеровской и Новосибирской областях 3 из 4 станции показали сто процентную повторяемость, исключение составили станции Кузедеево и Татарск, повторяемость на этих станциях составила 98,2 %. Наименьшая повторяемость лет составила 86 % на станции Змеиногорск в

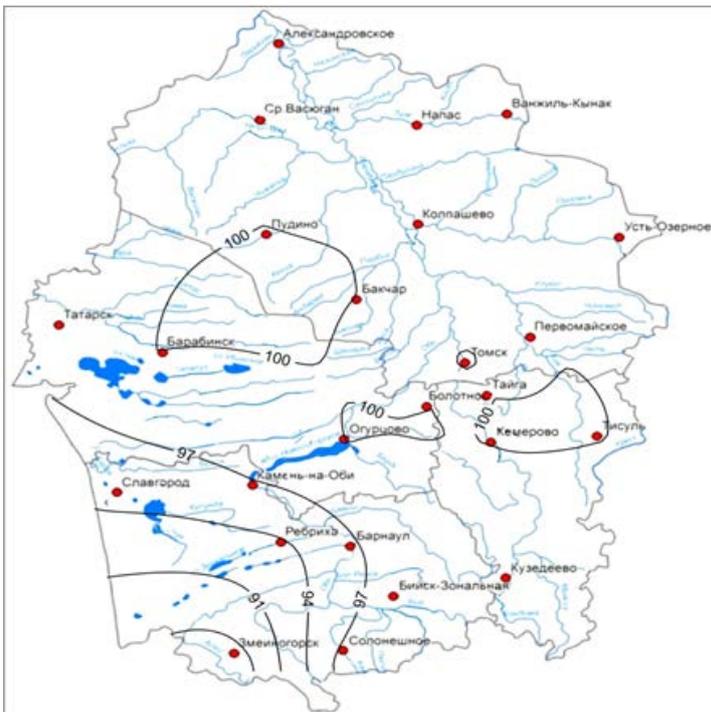


Рис. 1. Пространственное распределение повторяемости лет с событием «низкие температуры» на юге Западной Сибири за 1961–2016 гг.

Алтайском крае. На станции Ванжиль-Кынак в Томской области зафиксирована максимальная непрерывная продолжительность периода низких температур, который начался 6 января 2006 г. и продолжался 32 дня.

Повторяемость дней с низкой температурой на территории юга Западной Сибири в среднем за рассмотренный период (1961–2016 гг.) варьирует от 3,8 до 7,4 % дней в году (табл. 1). Наибольшая повторяемость за сезон наблюдается в Томской области – 14,9 %, а наименьшая в Новосибирской – 7,7 % (табл. 1). Таким образом, самым холодным субъектом на территории юга Западной Сибири за период 1961–2016 гг. является Томская область с наибольшей повторяемостью низких температур на станции Ванжиль-Кынак в январе (41,4 % дней месяца), самым «теплым» субъектом является Новосибирская область.

В годовом ходе наибольшая средняя повторяемость периодов с низких температур на исследуемой территории наблюдалась в январе (табл. 1), с максимумом в Томской области (в среднем 30,2 % январских дней) на ст. Ванжиль-Кынак (41,4 %). Наименьшая повторяемость в среднем по регионам в январе выявлена в Новосибирской области и Алтайском крае – 18, % январских дней, в Кемеровской области эта характеристика составила в среднем 21,5%. В марте и ноябре такие события в регионе очень редки: в марте от 1,6 % в среднем для Новосибирской области до 5,7 % – для Томская, и в ноябре от 2,4 % (Новосибирская область) до 7,6 % (Томская область). Во всех рассмотренных регионах, кроме Алтайского края, периоды низких температур наблюдаются и в апреле, с максимумом повторяемости на ст. Ванжиль-Кынак (1,3 %) Томской области.

Таблица 1. Средняя повторяемость (%) периодов с низкими температурами на территории юга Западной Сибири за период 1961–2016 гг.

Субъект	Январь	Февраль	Март	Апрель	Ноябрь	Декабрь	Холодное полугодие	Год
Томская область	30,2	23,9	5,7	0,4	7,6	18,1	14,9	7,4
Кемеровская область	21,5	16,1	3,2	0,2	3,5	13,4	9,6	4,8
Новосибирская область	18,5	12,5	1,6	0,0	2,4	11,0	7,7	3,8
Алтайский край	18,5	15,0	3,2	0,1	2,7	8,9	8,2	4,1

Высокие температуры, также, характерны для теплого периода года на юге Западной Сибири. На большей части рассмотренной территории периоды с высокой температурой наблюдались более чем в 90 % лет. Повторяемость лет с высокой температурой максимальна в Алтайском крае (в среднем по территории региона 97 %), где на 3 из 7 станций повторяемость лет с данным явлением составила 100 %. Минимум повторяемости лет среди всех субъектов составил 90 % в среднем для Томской области, здесь повторяемость лет с высокой температурой варьирует от 80 % на станциях Колпашево и Напас до 96 % на станциях Первомайское и Средний Васюган. В среднем для Кемеровской области повторяемость лет составила 92 %, для Новосибирской области – 96 %.

В период наибольших темпов глобального потепления повторяемость событий «низкие температуры» стала ниже по сравнению с периодом климатической нормы (рис. 2). С экстремальностью теплого полугодия не все однозначно. В Томской и Новосибирской областях высокие температуры стали наблюдаться реже, в Кемеровской области и Алтайском крае – чаще (рис. 2).

В период замедления потепления происходит увеличение экстремальности температурного режима холодного полугодия на юге Западной Сибири по сравнению с периодом наибольших темпов глобального потепления, события «низкие температуры» стали наблюдаться чаще в период замедления потепления на всей территории исследования (рис. 2). В Алтайском крае средняя по региону повторяемость превысила таковую в период нормы. На всех рассмотренных станциях в теплое полугодие события «высокие температуры» в 1998-2016 гг. стали наблюдаться чаще, чем в период наиболее выраженного потепления и в период нормы.

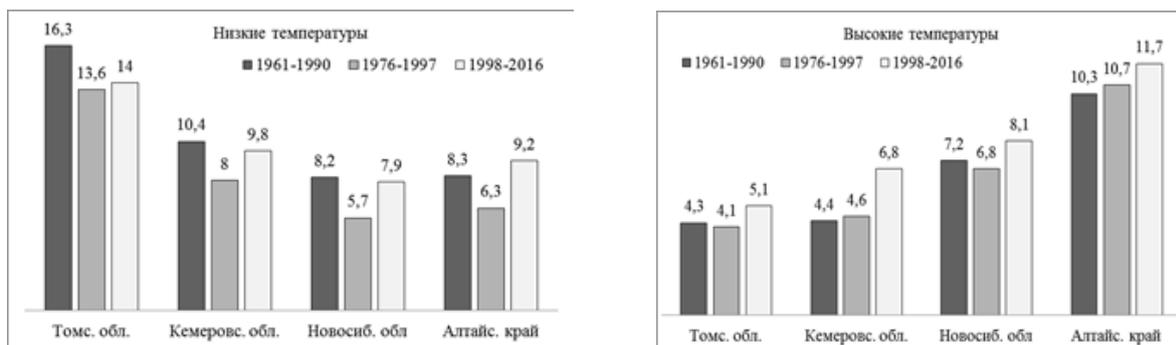


Рис. 2. Средняя за холодное полугодие повторяемость низких и высоких температур (% дней за период ноябрь-апрель и май-октябрь, соответственно) на юге Западной Сибири в различные интервалы лет.

Полученные результаты показали, что региональный подход к исследованию последствий изменения глобального климата крайне важен, показывает неоднозначность реакции региональных геосистем на тенденции глобальной температуры. Экстремальность температурного режима не согласуется однозначно с ходом средней температуры. Эти характеристики необходимо исследовать отдельно.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Администрации Томской области в рамках научных проектов № 18-47-700005р_а и 18-45-700010р_а.

Литература:

1. Булыгина О.Н., Коришунова Н.Н., Кузнецова В.Н. и др. Анализ изменчивости климата на территории России в последние десятилетия // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2000. Вып. 167. С. 3-15.
2. Goodess С.М. How is the frequency, location and severity of extreme events likely to change up to 2060? // *Environmental Science & policy*. 2013. V. 27. P. 4-14.
3. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 p. <http://ipcc.ch/report/ar5/wg1/>.
4. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. – Москва: Росгидромет, 2014. 32 с.
5. Оганесян В.В., Орлова Е.А. оценки рисков нанесения ущербов экономике опасными метеорологическими явлениями погоды // Труды гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. 2016. № 362. С. 214-233.
6. *The global risks report 2017*. – [Электронный ресурс]. URL: http://www3.weforum.org/docs/GRR17_Report_web.pdf (дата обращения 01.12.18).
7. Булыгина О.Н., Коришунова Н.Н., Разуваев В.Н. Экстремальность климата на территории России. – [Электронный ресурс]. URL: <http://meteo.ru/pogoda-i-klimat/196-extremclim> (дата обращения 15.11.2018).
8. Хаснулин В.И., Гафаров В.В., Воевода М.И., Разумов Е.В., Артамонова М.В. Влияние метеорологических факторов в различные сезоны года на частоту возникновения осложнений гипертонической болезни у жителей Новосибирска // *Экология человека*. 2015. № 7. 3-8.
9. Перечень и критерии опасных гидрометеорологических явлений для территории обслуживания Западно-Сибирского УГМС. – [Электронный ресурс]. URL: <http://www.meteo-nso.ru/pages/115> (дата обращения 01.12.18)
10. *Наставление по краткосрочным прогнозам погоды общего назначения*. – Обнинск: «ИГ-СОЦИН», 2009. 62 с.
11. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата России: температура воздуха. – Обнинск: ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2012. 194 с.

12. Чередыко Н.Н., Журавлев Г.Г., Кусков А.И. Оценка современных климатических тенденций и синхронности их проявления в Алтайском регионе // Вестник Томского гос. ун-та. 2014. № 379. С. 200-208.

13. Паромов В.В., Земцов В.А., Копысов С.Г. Климат Западной Сибири в фазу замедления потепления (1986-2015 гг.) и прогнозирование гидроклиматических ресурсов на 2021-2030 гг. // Известия ТПУ. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328. № 1. С. 62-74.

Regional climate clusters on the territory of Eurasia against the background of global climate change

Cheredko N.N., Tartakovsky V.A., Volkov Y.V.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

E-mail: atnik3@mail.ru, yvvolkov@tpu.ru, trtk@list.ru

Changes of the consistency of structure of temperature fluctuations can be a reflection of the transition of the climatic system from one quasi-stable state to another. The study of the influence of external factors on the formation of regional climate clusters is actually. This is important in view of the increasing need to improve the quality of medium-term and long-term forecasts of environmental changes to optimize systems of adaptation to changing conditions.

The temperature can be considered as an integral indicator of the climatic conditions in the geographic regions. It is the result of the combined action of a complex of various factors of environment-forming and climate-forming processes. The surface temperature data are considered as oscillations that can be described in terms of amplitude (envelope) and phase. The temperature fluctuation envelope is a reflection of a change in the arrival of solar radiation. The phase of the fluctuations may reflect a certain state of equilibrium of the system through the consistency of changes of its parameters.

Climate classification was obtained for the territory of Eurasia. Data for the study was the observed series of temperature from 485 meteorological stations of Eurasia for the period 1955-2011. Classifications were obtained for two time periods. These periods correspond to the main trends in global temperature. The following periods were considered: 1976-2011 is corresponding to the period of modern global warming, and 1955-1975 is the period before the accelerated climate warming. Doing so, the phases of the annual course of temperature fluctuations were grouped on the basis of their consistency. The degree of consistency was estimated by the correlation coefficient of the phase variations of the average monthly temperature series during studied years.

The results of the classification made it possible to reveal that, amid a rise in global temperature, there are changes of the structure of the consistency of temperature fluctuations. Transitions of many stations of more northern classes to more southern ones are observed. Also, it is possible to note a tendency to reduce the consistency of the changes of the temperature field as compared with 1955-1975. The number of stations that are not included in any of the classes has increased.

In most parts of Eurasia regional patterns of consistency of temperature fluctuations turned out sensitive to changes in global temperature. The territories where weather stations changed their structural affiliation in 1976-2011 were considered sensitive to global climate trends compared with the period 1950-1975.

The obtained classification results confirmed that the Russian Arctic and the Subarctic are regions sensitive to changes in global temperature. During the period of signified global warming, the temperature changes at the stations on these latitudes became consistent with the type of temperature fluctuations of the stations of more southern classes. The inner continental regions of Eurasia, the territories of Fennoscandia and the British Isles are also sensitive to global temperature fluctuations. The consistency structure of temperature fluctuations turned out to be the most stable in the territories of the European Mediterranean, West and South-West Asia, the Indo-Ganges Lowland, and in South Asia.

Significant changes in the structure of the consistency of temperature fluctuations in most parts of Eurasia are revealed. The use of only the surface temperature for the classification, just the phase of its annual course, makes it possible to significantly simplify the dynamic analysis of the transformation of the climate system structure.

Региональные климатические кластеры на территории Евразии на фоне изменения глобального климата

Чередыко Н.Н., Тартаковский В.А., Волков Ю.В.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: atnik3@rambler.ru, trtk@list.ru, yvvolkov@mail.ru

Изменения в структуре согласованности колебаний температуры могут являться отражением перехода климатической системы из одного квазистабильного состояния в другое. На фоне современного изменения глобального климата задача климатической классификации расширяется от диагностической до прогностической. Объективное решение этой расширенной задачи может быть обеспечено путем выявления закономерностей перестройки структуры полей параметров климата [1]. Актуально исследование влияния внешних факторов на формировании региональных климатических кластеров в виду возрастающей важности повышения качества среднесрочных и долгосрочных прогнозов эволюции климатической системы для оптимизации систем адаптации к меняющимся условиям окружающей среды.

Основным фактором в изменении современного климата принято считать усиливающееся антропогенное влияние на геосистему. Помимо этого, существенная климаторегулирующая роль принадлежит естественным факторам. В любом случае, одним из основных механизмов климаторегулирования является режим крупномасштабной циркуляции атмосферы, свойства которого могут меняться при переходе в новое состояние, в зависимости от внешних воздействий. Изменение структуры климатической системы Евразии может быть согласовано, в частности, с изменением активности западного переноса, что отражается в индексе Североатлантического колебания (NAO) [2-5], влияние которого прослеживается на большей части Северного полушария [5].

Температура воздуха может считаться интегральной характеристикой, отражающей погодноклиматические условия местности, так как является результатом совместного действия комплекса разнообразных факторов средообразующих и климатообразующих процессов, характеризующихся нелинейностью взаимодействий. Данные приземной температуры представляют собой колебания, которые могут быть описаны в терминах амплитуды (огибающей) и фазы. Огибающая колебаний температуры является отражением изменения в приходе солнечной радиации. Фаза колебаний параметров климата может являться индикатором самоорганизации геосистем разного уровня, отражая некоторое состояние равновесия системы через структуру согласованности изменения ее параметров. При внешнем воздействии отклик большинства региональных геосистем может быть согласован с этим влиянием в виде некоторого отклонения величин от среднего с последующим возвращением к норме для данного состояния. При увеличении длительности воздействия или превышении им какого-либо порогового уровня, непосредственно или накопленным эффектом, зависимость какого-либо параметра геосистемы от него не может оставаться линейной. Существующая согласованность в динамике параметров региональной климатической системы нарушается. Разнонаправленный сдвиг фаз колебаний формирует новую структуру полей параметров климата.

Путем группировки фаз температурных колебаний на основе их согласованности нами была получена климатическая классификация [1], в основу которой положено предположение о географической обусловленности модуляции температурных колебаний внешними факторами, регулирующими поступление солнечной радиации к подстилающей поверхности и ее энергообмен с атмосферой. В данной работе приведены результаты оценки согласованности состояния структуры климатической компоненты геосистемы Евразии с долговременными тенденциями глобальной температуры, которая признана одним из основных интегральных индикаторов изменения глобального климата [6]. Материалом для исследования послужили ряды среднемесячной температуры с 485 метеорологических станций Евразии за период 1955-2011 гг. [7]. Рассматривались периоды: 1976-2011 гг., соответствующий периоду современного глобального потепления, и 1955-1975 гг. – период до ускоренного потепления климата. Современное потепление с середины 1970-х гг., которое наиболее интенсивно проявилось в зимние месяцы [6], связывают с усилением зонального переноса при положительной фазе индекса NAO в зимний период [8].

Для каждого из рассмотренных периодов, для каждой метеостанции вычислялась фаза годового хода температуры. Классификация строилась с применением численного алгоритма, описанного в [1]. Путем взаимного сравнения всех оценок фаз годового хода температуры из общей выборки выделялись группы станций со сходными закономерностями изменения фазы в рассмотренный период. Уровень тесноты связи определялся коэффициентом корреляции. Данный способ классификации соответствует принципам любого районирования: различия внутри класса, меньше, чем между классами и каждый класс географически четко локализован, причем пространственное расположение классов соответствует известным классическим представлениями о типах климата, что подтверждает физическую обоснованность метода.



Результаты классификации для обозначенных периодов позволили выявить территории, наиболее чувствительные к изменению глобальной температуры. Чувствительными к глобальным климатическим трендам считались территории, где метеостанции изменили свою структурную принадлежность в 1976-2011 гг. по сравнению с периодом 1950-1975 гг. Районы полушария, где не выявлены изменения в структуре поля при изменении глобальной температуры, считались устойчивыми к изменениям современного климата.

Некоторые станции (рис.1.) имеют особый тип фазы, поэтому не вошли ни в один из классов, они обозначены знаком «+». Годовой ход в районах расположения этих станций не является доминирующим колебанием температуры, поэтому изменения фазы малы. Общим для большей части таких станций является их расположение в областях влияния муссонной циркуляции, выраженность которой в различных регионах неодинакова. В период наиболее выраженного глобального потепления можно отметить общую тенденцию к снижению согласованности динамики температурного поля по сравнению с 1955-1975 гг. – возросло число станций, не вошедших ни в один из классов (рис.). Часть станций Восточного и Северо-Восточного Китая вышли из-под влияния включавших их классов. Станции островов Сахалин и Японских, ранее распределенные по двум классам, в период 1976-2011 гг. образовали один класс. Последнее можно связать с уменьшением активности и продолжительности зимнего муссона и увеличением летнего в этой акватории в этом периоде, вследствие чего может усиливаться синхронизирующее влияние океана в поле температуры в этом регионе [9].

Известно явление усиления потепления в Арктике в конце XX – начале XXI вв. [10]. Полученные результаты классификации подтвердили, что Российская Арктика и субарктика являются регионами, чувствительными к изменениям глобальной температуры. В структуре поля в среднем для периода 1955-1975 гг. станции этих районов Евразии были объединены в один класс (рис.). В период выраженного глобального потепления динамика температуры на этих станциях стала согласованной с типом температурных колебаний станций более южных классов (рис.). Только три станции: ст. Визе, ст. Уединения и ст. Челюскин, сохранили свою обособленность.

Внутренние континентальные районы Евразии, также, чувствительны к колебаниям глобальной температуры. В период 1955-1975 гг. станции Среднесибирского плоскогорья образовывали один обширный класс со станциями Западно-Сибирской равнины, гор Южной Сибири и Монголии. На фоне потепления глобального климата станции Западно-Сибирской низменности распределились по трем классам, не смотря на огромные пространства однородного внутриконтинентального равнинного ландшафта. Вероятно, активация западного переноса способствовала увеличению согласованности колебаний температуры в центральной и северной части Западной Сибири и над Восточно-Европейской равниной. Средний Урал, служивший до этого естественной климатической границей и являющийся наиболее низкой частью Уральских гор, утратил эту функцию. Станции юга Западно-Сибирской равнины объединились в один класс со станциями равнин Внутреннего Казахстана, Прикаспия и Средней Азии, а также гор и нагорий Средней Азии.

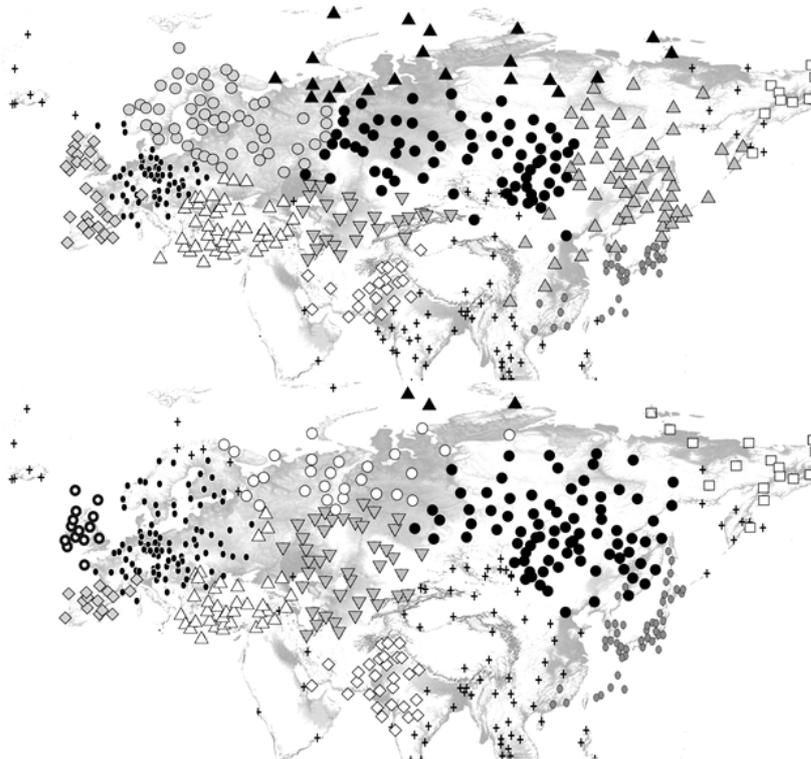


Рис.1. Классификация поля приземной температуры Евразии в различные временные интервалы. Станции, не вошедшие ни в один из классов, обозначены знаком «+». Разные классы станций обозначены разными значками.

Станции Среднесибирского плоскогорья, гор Южной Сибири и Монголии в период усиленного потепления стали более согласованы с динамикой климата на станциях Внутренней Якутии и Материкового востока Азии. В период 1955-1975 гг. станции Внутренней Якутии, Материкового востока Азии, Камчатки и северной части Японских островов были объединены в отдельный класс. Такое перераспределение можно связать с усилившимся влиянием Азиатского максимума. По данным [11] в конце XX – начале XXI вв. отмечается тенденция смещения центра Азиатского антициклона к северу и к западу. При этом, выше отмечена тенденция к уменьшению активности и продолжительности зимнего муссона здесь в последние десятилетия [9].

В период наибольших скоростей потепления колебания температуры на станциях Фенноскандии синхронизировались со станциями более южных Приатлантической и Центральноевропейской областей. Станции Британских островов образовали отдельный класс, обособившись от станций Пиренейской области, с которыми до периода потепления они образовывали один класс.

В результате анализа можно заключить, что структура согласованности температурных колебаний оказалась наиболее стабильной на территориях Европейского Средиземноморья, Западной и Юго-Западной Азии, Индо-Гангской низменности и в Южной Азии. Влияние такой крупномасштабной моды климатической изменчивости, как Североатлантическое колебание, здесь не является определяющим. Выявление других причин такой стабильности структуры требует дополнительных исследований.

Использование для классификации только температуры, а именно, фазы её годового хода, позволяет значительно упростить динамический анализ трансформации структуры климатической системы. Результаты показали существенные изменения в структуре согласованности колебаний температуры на большей части территории Евразии.

Литература:

1. Тартаковский В.А., Крутиков В.А., Волков Ю.В., Чередыко Н.Н. Классификация климатов Северного полушария на основе оценки фазы температурного сигнала // *Оптика атмосферы и океана*. 2016. Т. 29. № 8. С. 625-632.
2. Hurrell J.W., Loon H.V. Decadal variations in climate associated with the North Atlantic Oscillation // *Climate Change*. 1997. V. 36. P. 301-326.
3. Попова В.В., Шмакин А.Б. Циркуляционные механизмы крупномасштабных аномалий температуры воздуха зимой в Северной Евразии в конце XX столетия // *Метеорология и гидрология*. 2006. № 12. С. 15-25.
4. Попова В.В. Современные изменения климата на севере Евразии как проявление вариаций крупномасштабной атмосферной циркуляции // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2018. № 1. С. 84-111.
5. Hurrell J.W., Visbeck M., Busalacchi A., Clarke R.A., Delworth T.L., Dickson R.R., Johns W.E., Koltermann K.P., Kushnir Y., Marshall D., Mauritzen C., McCartney M.S., Piola A., Reason C., Reverdin G., Schott F., Sutton R., Wainer I., Wright D. *Atlantic Climate Variability and Predictability: A CLIVAR Perspective* // *J. Clim.* 2006. V. 19. 5100-5121.
6. IPCC 2013 *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / ed. T F Stocker et al. – Cambridge: Cambridge University Press. 2013. 222 с.
7. Архив Университета Восточной Англии [Электронный ресурс]. URL: <http://www.metoffice.gov.uk>, <http://www.cru.uea.ac.uk> (дата обращения 01.12.18).
8. Попова В.В., Шмакин А.Б. Циркуляционные механизмы крупномасштабных аномалий температуры воздуха зимой в Северной Евразии в конце XX столетия // *Метеорология и гидрология*. 2006. № 12. С. 15-25.
9. Ростов И.Д., Рудых Н.И., Ростов В.И., Воронцов А.А. Проявления глобальных климатических изменений в прибрежных водах северной части Японского моря // *Вестник ДВО*. 2016. № 5. 100–112.
10. Walsh J.E. Intensified warming of the Arctic: Causes and impacts on middle latitudes // *Global and Planetary Change*. 2014. V. 117. 52-63.
11. Латышева И.В., Лоценко К.А., Шахаева Е.В. Исследования динамики Азиатского антициклона и холодных циркуляционных периодов на территории Иркутской области // *Известия Ирк. гос. ун-та*. 2011. Т. 4. № 2. С. 161-171.

Statistics of thermal convection structures in atmospheric boundary layer based upon acoustic sounding data

^{1,2}Vazaeva N., ¹Chkhetiani O., ¹Kurgansky M.

¹ A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

² Bauman Moscow State Technical University, Moscow, Russia

E-mail: ifanataly@gmail.com

A lot of theoretical physic-mathematical model has been created while studying thermal convection structures. An exact analytic solution of the thermohydrodynamics equations are found only in some case studies. Numerical solution are difficult for analysis, calculating, and understanding the results. The statistic methods retain its significance and keep being in progress [Petenko I. and Bezverkhni V., 1999].

The original method of getting thermal convection structures in the atmospheric boundary layer using an acoustic sounding data treatment for been received. Data obtained in the experiments of the A.M. Obukhov Institute of atmospheric physics RAS over arid-steppe zones in southern Russia (near the Komsomolsky settlement in Kalmykia Republic – the Caspian lowland). A longwave LATAN-3M sodar with a vertical resolution of 20 m, a pulse emission interval of 5 s, an altitude range of 400–600 m, and a basic carrier frequency of 2 kHz was used to receive the profiles of the wind velocity components and the vertical length of the ascending convection stream. A rectangular filter has used for averaging the experimental data of the horizontal and vertical wind-velocity components. The averaging interval has been amounted to 10 min and, in this case, chosen empirically. Accounting results are represented here by the example of 100 m – level. The structures have been studied under different wind and temperature conditions over July of years 2007, 2016.

The program showed episodes of the above-limit values of a vertical velocity at which convection structures emerged hypothetically. A few alternatives were used in this work as the limit: 0.3 m/s, 0.6 m/s and 1.2 m/s. The space scale along the X-, and Y-axis, duration of over-limit vertical velocity, maximum velocity in this interval have been computed. It is recognized that convective structures move progressively during any relatively small time step with some averaged velocity. In this case the spatial distribution of velocity field and its time variations have been reproduced favourably.

The received statistic characteristics have been similar to Rayleigh distribution (Figure 1):

$$p(U) = \frac{2U}{U_0^2} \exp\left(-\frac{U^2 - U_m^2}{U_0^2}\right)$$
, here $U_0^2 = [\langle U^2 \rangle - U_m^2]$, $\langle U^2 \rangle$ – root-mean-square vertical velocity of the thermal convection structures, U_m – limit for vertical velocity. This fact facilitate the forecast of thermal convection structures. Such a distribution are applied for the statistics of the intensive humid-moistly convective vortices and for the height of the ocean waves also.

In addition, it should be pointed out that the Maxwell distribution for ensemble of the thermal convection structures was received [Vulfson A. and Borodin O., 2016].

This work was supported by Russian Foundation for Basic Research (projects № 18-35-00600, № 17-05-01116).

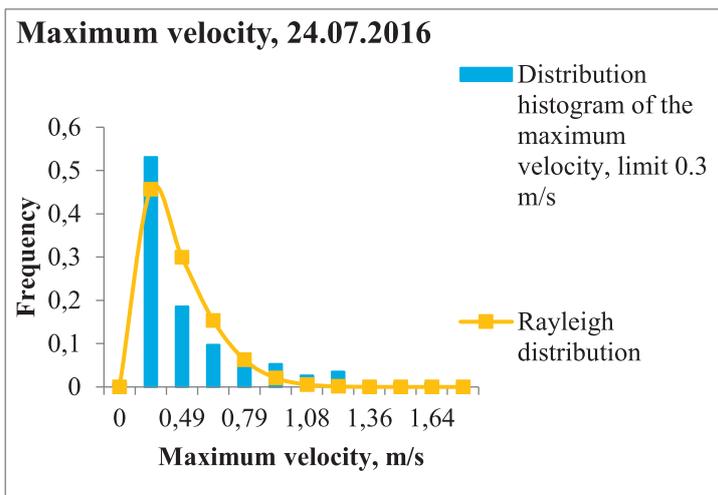


Figure 1. Distribution histogram of the maximum velocity and Rayleigh distribution, Kalmykia, 24th July, 2007.

References:

1. Petenko and V. Bezverkhni. *Temporal Scales of Convective Coherent Structures Derived from Sodar Data*, *Meteorol. Atmos. Phys.* 71: 105-116, 1999.
2. Vulfson and O. Borodin. *System of convective thermals as a generalized ensemble of Brownian particles*. *Physics-Uspokhi* 59: 109–120, 2016.

Статистика конвективных образований в атмосферном пограничном слое на основе данных акустического зондирования

^{1,2}Вазаева Н.В., ¹Чхетиани О.Г., ¹Курганский М.В.

¹ Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

² Московский государственный технический университет им. Н.Э. Баумана, Москва, Россия

E-mail: ifanataly@gmail.com

Изучению термиков (термоконвективных структур) – конвективных движений изолированных объемов воздуха – называемых в иностранной литературе также пузырями, в настоящее время уделяется большое внимание. Значительный интерес представляет изучение процессов образования кучевых облаков вследствие мощной атмосферной конвекции [Schmidt H. and Schumann U., 1989, Moeng C.-H., 1984, Hernandez-Deckers D. and Sherwood S.C., 2016]. В процессе изучения атмосферной термической конвекции было создано большое число теоретических физико-математических моделей. Численное решение составленных в этих моделях уравнений термогидродинамики сложны для вычисления, а также для анализа и понимания результата и самого явления, точные аналитические решения находятся лишь в частных случаях. Поэтому статистические методы исследования данных натурных измерений не потеряли своего значения, и продолжают активно развиваться [Petenko I. V. and Bezverkhni V.A., 1999; Вульфсон А.Н. и Бородин О.О., 2016].

Разработан и апробирован алгоритм выделения конвективной структуры из данных акустического зондирования. Исследование статистики конвективных образований в различных ветровых и температурных условиях, проводилось для экспедиционных данных акустического зондирования, полученных в Калмыкии в 2007 г., в дневное время, в период с 25 по 31 июля. В июле стабильная жаркая погода в этом регионе, ветер преимущественно слабый. В мае-июне, августе – время сильных пыльных бурь, адекватные измерения используемой аппаратурой невозможны. Для оценки вертикальной протяженности восходящих конвективных потоков воздуха использовался длинноволновый содар с разрешающей способностью по высоте 20 м, интервалом излучения пакетов импульсов 5 сек, высотным диапазоном 400 м и базовой несущей частотой 2 кГц. Начальные данные горизонтальных и вертикальной компонент скорости ветра осреднялись прямоугольным фильтром. В дальнейших вычислениях использовались осредненные значения. Результаты расчета будем приводить на примере уровня 100 м с параметром осреднения 1 мин.

Программа фиксирует случаи превышения вертикальной скоростью некоторого порогового значения вертикальной скорости, при которой, предположительно, возникают конвективные структуры. В качестве величины порогового значения, характеризующего конвективные образования, в данном исследовании рассматривались несколько вариантов, результаты представлены для скоростей 0,3 м/с, 0,6 м/с и 1,2 м/с. В этих случаях проводилось вычисление длительности превышения скоростью предель-

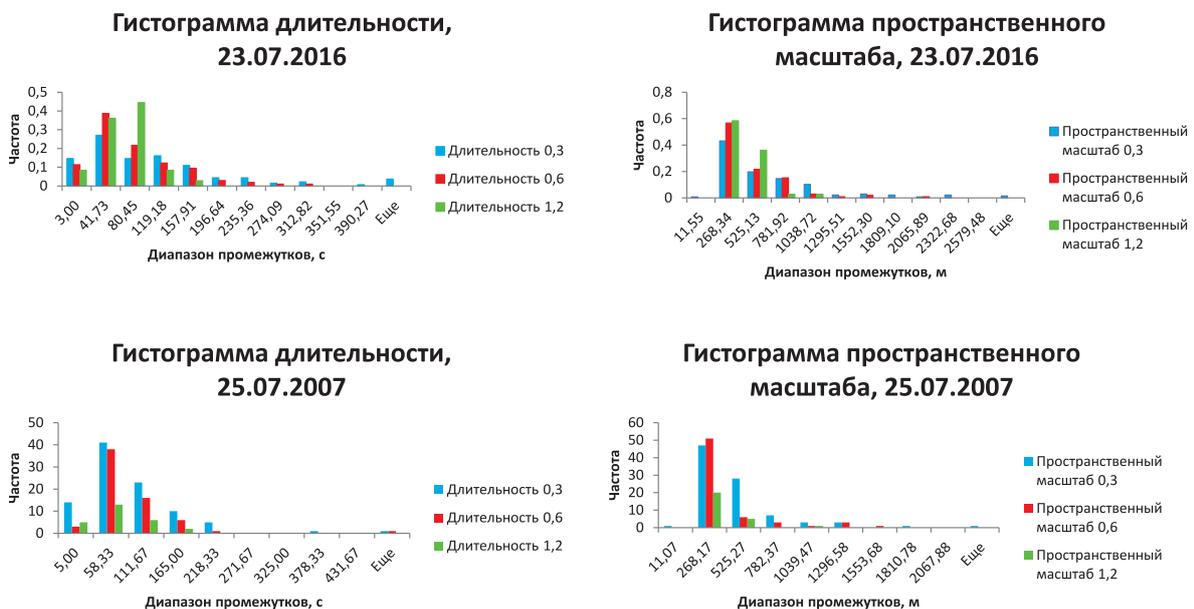


Рис. 1. Гистограммы распределения длительности и пространственного масштаба, Калмыкия, 23 и 25 июля 2007 г.

ного (порогового) значения, регистрировалась максимальная вертикальная скорость внутри этого промежутка времени для каждого случая, находились пространственные масштабы по координатам X и Y и общий горизонтальный пространственный масштаб. При нахождении пространственных масштабов считалось, что конвективная структура движется поступательно на протяжении некоторого относительно малого промежутка времени с некоторой осредненной за этот промежуток скоростью. Промежуток времени выбирался эмпирическим путем и составлял в данном случае 10 минут. При таком значении хорошо воспроизводилась пространственно-временная структура поля скорости.

Ниже построены гистограммы длительности превышения вертикальной скоростью предельного значения (синим – 0,3 м/с; красным – 0,6 м/с; зеленым – 1,2 м/с), максимального значения скорости в пределах этого промежутка времени, общего горизонтального пространственного масштаба для 23 и 25 июля 2007 г., 23 и 24 июля 2016 г. (см. рис. 1-2).

Гистограмма максимального значения скорости, 25.07.2007



Рис. 2. Гистограмма распределения максимального значения скорости, Калмыкия, 25 июля 2007 г.

Распределения, полученные по описанному алгоритму по данным акустического зондирования в дневное время в пустынной или полупустынной местности, схожи с распределением Рэлея [Курганский М.В., 2000], в том числе применимого для статистики интенсивных влажно-конвективных вихрей и высоты волн в океане:

$$\rho(U) = \frac{2U}{U_0^2} \exp\left(-\frac{U_m^2 - U^2}{U_0^2}\right)$$
, где $U_0^2 = [\langle U^2 \rangle - U_m^2]$, $\langle U^2 \rangle$ – средняя квадратичная вертикальная скорость термиков, U_m – предельное значение вертикальной скорости термика. При этом отметим, что для ансамбля термиков модель [Вульфсон А.Н. и Бородин О.О., 2016] дает одномерное распределение Максвелла. На рис. 3 показаны распределения максимального значения скорости (вертикальная скорость термиков) для 24 июля 2016 г. (3 с, 10 м) с лучшим пространственно-временным разрешением по сравнению с 2007 г. (5 с, 20 м).

Гистограмма максимального значения скорости, 24.07.2016

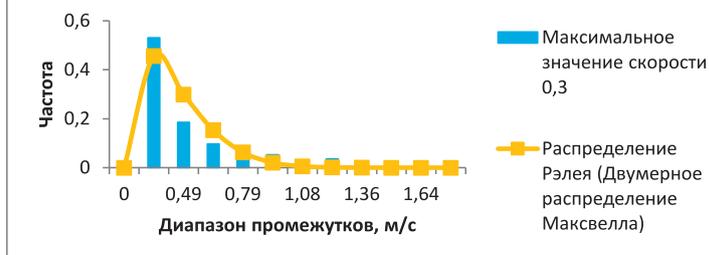


Рис. 3. Гистограмма распределения максимального значения скорости, распределение Рэлея (двумерное распределение Максвелла), Калмыкия, 24 июля 2016 г.

Работа выполнена при поддержке РФФИ: проекты №№ 18-35-00600, 17-05-01116.

Литература:

1. Вульфсон А. Н., Бородин О. О. Система конвективных термиков как обобщённый ансамбль броуновских частиц // *Успехи физических наук.* – 2016. – Т. 186. – №. 2. – С. 113-124.
2. Курганский М.В. Статистическое распределение интенсивных влажно-конвективных спиральных вихрей в атмосфере. // *ДАН* – 2000. – Т. 371, № 2. – С. 240–242.
3. Hernandez-Deckers D., Sherwood S.C. A numerical investigation of cumulus thermals // *J. Atm. Sci.* – 2016. – V. 73. – №. 10. – P. 4117-4136.
4. Moeng C. H. A large-eddy simulation model for the study of planetary boundary-layer turbulence // *J. Atm. Sci.* – 1984. – V. 41. – №. 13. – P. 2052-2062.
5. Petenko I. V., Bezverkhniy V. A.: Temporal Scales of Convective Coherent Structures Derived from Sodar Data, *Meteorol. // Atmos. Phys.* – 1999. – V. 71. – P. 105-116.
6. Schmidt H., Schumann U. Coherent structure of the convective boundary layer derived from large-eddy simulations // *Journal of Fluid Mechanics.* – 1989. – V. 200. – P. 511-562.

Results wavelet analysis non-periodic sea level fluctuations Cape Kamenyy (Ob Bay of the Kara sea)

¹Yagovkina E.A., ^{1,2}Khaimina O.V., ²Kubyshkin N.V.

¹ Oceanology Department, RSHU, St. Petersburg, Russia

² LLC "Arctic Shelf Consulting", St. Petersburg, Russia

The increased shipping intensity in the Gulf of Ob, including the year-round shipment of oil from the Novoport terminal (Cape Kamenyy) with the passage of tankers through relatively shallow areas with depths of 9-10 m, requires forecasts of sea level with high accuracy. Level monitoring in this area is carried out by LLC ONEGO SHIPPING LTD and LLC Arctic Shelf Consulting in cooperation with the laboratory of Arctic Shelf of the FSAA AARI. The purpose of this study was to standardize situations of sea level surges at Cape Kamenyy, Ob Bay, and to develop methods for their short-term forecasting. Additionally, current meteorological data (wind direction, atmospheric pressure) from the website "Weather Schedule" [https://rp5.ru/] were used for the following stations: 23058 Antipayut, 20674 Dickson, 20667 Station named after M.V.Popova (o.White), 23445 Nadym, 23242 Novy Port, 23330 Salekhard, 23256 Tazovsky. Based on the current meteorological data, a series of pressure differences in various directions were calculated. For our research, we used the series of hourly sea level values excluding the tidal quasi-harmonic. Data preparation was carried out in two ways: band-pass filtering (Butterworth filter) and the removal of pre-calculated tides by the method of G.N. Voinov. With the help of Fishbone Diagram, factors affecting the quality of the forecast at Cape Kamenyy were clearly presented. The causal diagram most clearly allows you to imagine the whole complex of factors determining sea-level fluctuations: they consist of tidal fluctuations, swelling and surge fluctuations, as well as the effects of changes in river flow and the presence of ice cover. In this paper, the attention of the authors was focused only on non-periodic fluctuations in sea level.

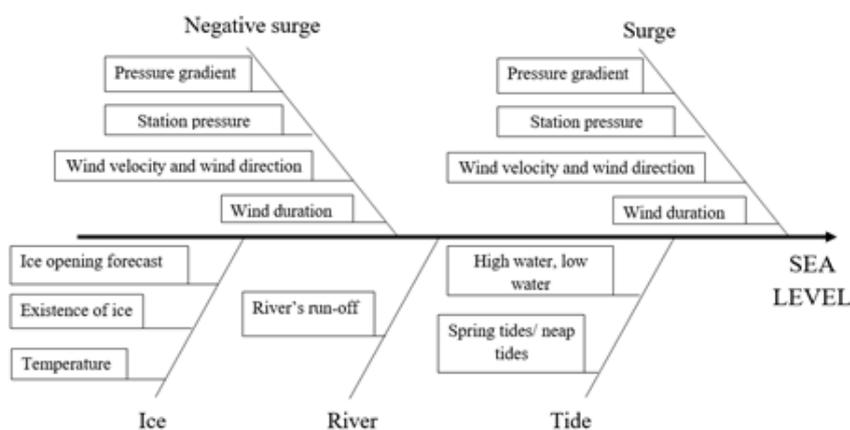


Fig. 1 Fishbone Diagram of factors influencing sea level fluctuations at Cape Kamenyy.

The occurrence of 1-hour sea level increments were analysed. The analysis of the synoptic situations during the most significant surge fluctuations of the sea level were analyzed. When developing the method of the short-term forecast (with a lead time of up to 9 hours), statistical probabilistic and physico-statistical approaches were used. Wavelet analysis of hourly data was performed. Based on the hourly data of sea level monitoring, various forecast models were constructed, excluding typification of driving-surge events, the best is the model that takes into account the previous level values and effective gradients of atmospheric pressure. Estimates of the quality of the forecast were made. Improvement paths for forecast methods of non-periodic fluctuations of the level at Cape Kamenyy are outlined. The work was done within the cooperation concept "University - Research Institute - Production Company" for the purpose of training.

Результаты вейвлет-анализа неперIODических колебаний уровня моря у мыса Каменный (Обская губа Карского моря)

¹Яговкина Е.А., ^{1,2}Хаймина О.В., ²Кубышкин Н.В.

¹ РГГМУ, Санкт-Петербург, Россия

² ООО «Арктик Шельф Консалтинг», Санкт-Петербург, Россия

Возросшая интенсивность судоходства в Обской губе, в том числе круглогодичная отгрузка нефти с Новопортовского месторождения через терминал «Ворота Арктики» (мыс Каменный) [1] с проходом танкеров через сравнительно мелководные участки губы с глубинами 9-10 м, требует прогнозов уровня моря с высокой точностью. Приливные колебания в этом районе довольно хорошо изучены [2, 3], но на колебания уровня влияют не только периодические колебания, но и не Цель исследования – разработка методов прогноза сгонно-нагонных колебаний их краткосрочного прогнозирования. С февраля 2017 г. гидрологи ООО «Арктик Шельф Консалтинг» по заказу ООО «Онега Шиппинг Лтд» осуществляют круглогодичный мониторинг уровня воды в районе Мыса Каменный. Ежечасные наблюдения выполняются при помощи отечественных автономных буйковых уровнемеров WLG-30 (производство ООО «Марлин-Юг», Севастополь) с передачей данных по спутниковому каналу Argos. Непрерывность наблюдений в периоды осеннего ледообразования (до становления припая) и весенне-летнего разрушения и дрейфа льда обеспечивается временными перестановками приборов на относительно безопасные с точки зрения воздействия льда прибрежные участки: осенью в район быстро формирующейся подошвы припая; летом – в прибрежные закраины, образующиеся еще до взлома основного припая. Все перестановки приборов сопровождаются привязкой положения датчиков к Балтийской системе высот (БСВ-77).

Во время загрузки очередного танкера на терминал передается информация о текущем уровне, тенденции его изменения с учетом предвычисленного прилива. Предвычисление приливных колебаний осуществляется по методике Г.Н. Войнова [2], которая позволяет учитывать влияние на приливы ледового покрова Обской губы.

Оправдываемость прогнозов уровня моря в заданном пункте (точке) определяется знанием механизмов формирования колебаний уровня моря, используемыми методами прогноза, качеством исходных данных и требованиями со стороны потребителей. Благодаря организации мониторинга уровня моря у мыса Каменный частично решена проблема качества и доступности исходных данных, регулярно осуществляется предвычисление приливов. Судоводителям необходим прогноз уровня на 4-6 часов с точностью до 5 см. Наиболее простыми по затратам на разработку и апробацию являются статистико-вероятностный и физико-статистический методы прогноза

Для выявления закономерностей изменчивости неперIODических колебаний уровня моря были использованы данные ежечасных наблюдений, полученные у мыса Каменный в 2017 году, после исключения приливной квазигармоники и удаления внутригодового хода. Анализ повторяемости приращений уровня моря за 1 час показал, что их максимальные значения не превышали 9 см, а доля приращений уровня моря в диапазоне от 5 до 9 см составила около 1,5 % от всей длины ряда наблюдений. Сохранение знака тенденции изменения уровня моря было зафиксировано на интервалах от 2-х часов до 80 часов. Количество случаев сохранения знака тенденции изменения уровня моря на протяжении свыше 12

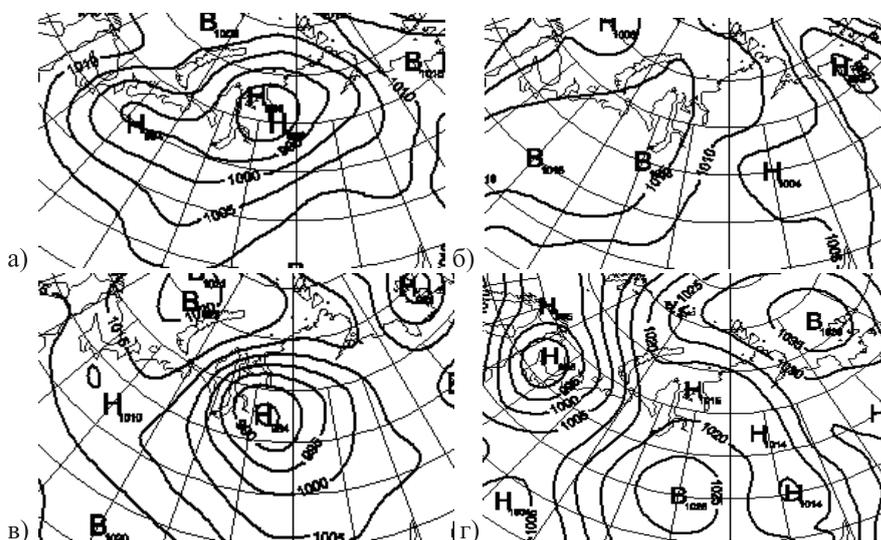


Рис. 1. Фрагменты приземных метеорологических карт [3] для района Обской губы Карского моря:

- а) на 29.06.2017;
- б) на 12.07.2017;
- в) на 08.08.2017;
- г) на 17.10.2017.

часов составило около 25 %. Наиболее длительный подъем уровня наблюдался единожды (17.11-20.11.2017), длился 80 часов и составил всего ~ 40 см. Наиболее продолжительные снижения уровня наблюдались дважды (01.05 – 03.05.2017 и 02.08.-04.08.2017), длились по 53 часа каждое, при этом падение уровня моря наблюдалось на ~ 40 см и ~ 80 см соответственно. Наиболее интенсивный подъем уровня составил 130 см за 12 часов.

На рисунке 1 представлены примеры синоптических ситуаций над акваторией Обской губы. Максимальный подъем уровня моря у мыса Каменный был зафиксирован в момент прохождения глубокого циклона (07.08-08.08.2017, рис. 1в), сформировавшегося южнее губы. В результате этого над губой господствовали ветра северных румбов. Максимальное понижение уровня наблюдалось 17-18.10. 2017 (рис. 1г) при подходе глубокого циклона, в результате чего над акваторией Обской губы господствовали ветра южных румбов. Синоптические ситуации, представленные на рисунках 1а и 1б, также соответствуют условиям нагона и стога соответственно, однако амплитуда колебаний уровня в этих случаях не превысила 50 см.

Используя данные зависимой выборки с 28 мая по 30 июня 2017 года были разработаны несколько вариантов прогностических зависимостей с заблаговременностью от 3-х до 9-ти часов, учитывающих значения уровня моря у мыса Каменный за предшествующие три (Н_{і-3}), шесть (Н_{і-6}) и девять часов, разность атмосферного давления между пунктами Диксон и о. Белый на момент прогноза (ГДБ), за три часа (ГДБі-3) и шесть часов, а также разности давления между другими пунктами (возможность использования разностей давления в качестве предикторов для прогноза уровня моря в Обской губе была показана в работах В.Г. Корта[5, 6]). Примеры прогностических зависимостей и оценки оправдываемости прогнозов уровня моря для представленных на рисунке 2 синоптических ситуаций, приведены в таблице. При использовании в качестве критерия оценивания допустимой ошибки $\pm 0,674\sigma$ (σ – стандартное отклонение уровня моря в пределах выборки), доля оправдавшихся прогнозов во всех случаях превышает 80%. При ужесточении требований к качеству прогноза до допустимой ошибки в ± 5 см, доля оправдавшихся прогнозов снижается в среднем до 60-65%. При этом на отдельных участках ряда оправдываемость близка к 100%, что связано с характерной низкой изменчивостью уровня моря в анализируемые промежутки времени. При увеличении заблаговременности прогноза учет разности давления незначительно, но улучшает качество прогнозов, однако определяющую роль играют значения уровня за один-два предшествующих срока наблюдения.

Таким образом, показано, что изменчивость неперiodических колебаний уровня моря в Обской губе у мыса Каменный варьирует в широких пределах как по амплитуде, так и по продолжительности интервалов с одинаковым знаком тенденции. Разработка «универсальной» модели основанной на статистико-вероятностном или физико-статистическом подходах и обеспечивающей необходимую точность прогноза уровня моря в ± 5 см при увеличении заблаговременности до 3-9 часов, не представляется возможной.

При использовании инерционного с заблаговременностью 1 час (прогноз составляется на основе предшествующего значения уровня поправка) оправдываемость прогноза достигает 90%. Но при увеличении заблаговременности хотя бы на 2 часа резко снижает качество прогноза, т.е. для поставленной задачи (разработка метода прогноза с наибольшей заблаговременностью) инерционный прогноз не подходит.

Таблица. Примеры моделей прогноза уровня моря у мыса Каменный (Обская губа) и оценки качества прогнозов на зависимой и независимых выборках.

Уравнение	Выборка	Синоптическая ситуация	σ	Доля прогнозов, %		Коэффициент детерминации
				с ошибками $\pm 0,674\sigma$	с ошибками ± 5 см	
$H_i = 0.966H_{i-3} - 0.005G_{ДБ_{i-3}} + 0.004$	зависимая 28.06.2017- 30.06.2017	Рис. 1а	0,26	100	64	0,98
	независимая 11.07.2017- 13.07.2017	Рис. 1б	0,10	83	65	0,96
	независимая 07.08.2017- 09.08.2017	Рис. 1в	0,42	100	50	0,98
	независимая 17.10.2017- 19.10.2017	Рис. 1г	0,38	100	54	0,99

Уравнение	Выборка	Синоптическая ситуация	σ	Доля прогнозов, %		Коэффициент детерминации
				с ошибками $\pm 0,674\sigma$	с ошибками $\pm 5\text{см}$	
$H_i = 1.536H_{i-3} - 0.567H_{i-6} + 0.003G_{\text{ДБ}, i-3} + 0.001$	зависимая 28.06.2017-30.06.2017	Рис. 1а	0,26	100	63	0,98
	независимая 11.07.2017-13.07.2017	Рис. 1б	0,10	96	96	0,97
	независимая 07.08.2017-09.08.2017	Рис. 1в	0,42	100	65	0,99
	независимая 17.10.2017-19.10.2017	Рис. 1г	0,38	100	57	0,99
$H_i = 1.536H_{i-3} - 0.567H_{i-6} + 0.003G_{\text{ДБ}, i-3} + 0.001$	зависимая 28.06.2017-30.06.2017	Рис. 1а	0,26	100	63	0,98
	независимая 11.07.2017-13.07.2017	Рис. 1б	0,10	100	100	0,97
	независимая 07.08.2017-09.08.2017	Рис. 1в	0,42	100	59	0,99
	независимая 17.10.2017-19.10.2017	Рис. 1г	0,38	100	59	0,99

Переход от анализа абсолютных значений уровня моря (с удаленными приливами) к анализу приращений уровня моря за час не дал значительных результатов, не была выявлена очевидная зависимость между высокими значениями приращений и последующим поведением уровня моря.

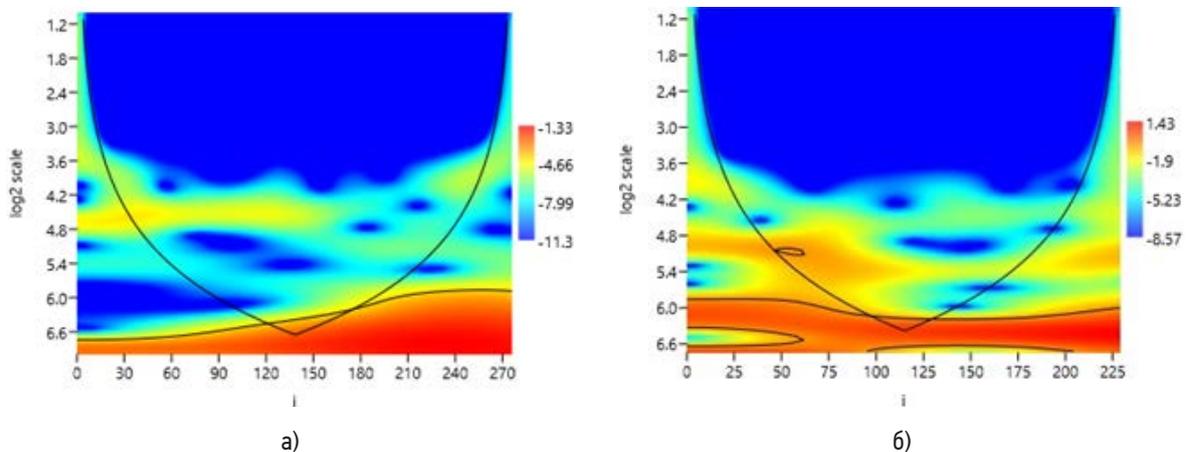


Рис. 2. Вейвлет – анализ для участков а) 15.07.2017 – 27.07.2017; б) 05.08.2017 – 15.08.2017.

Диаграммы 2а и 2б отличаются друг от друга, хотя и описывают соседние периоды времени. В основном значимые пики наблюдаются на периодах около суток.

Исследования неперiodических колебаний уровня моря у мыса Каменный будут продолжены с учетом накопленных данных наблюдений за 2018 год. Авторы видят дальнейшей задачей гидродинамического моделирования колебаний уровня у мыса Каменный Обской губы и выявление характерных неперiodических составляющих уровня моря.

Работа выполнена в концепции сотрудничества «ВУЗ – НИИ - Производственная компания» в целях подготовки кадров на базе РГТМУ, ААНИИ и ООО «Арктик Шельф Консалтинг». В исследованиях использованы данные уровенных наблюдений на мысе Каменный, полученные компанией ООО «Арктик Шельф Консалтинг» по заказу и при финансировании ООО «Онега Шиппинг Лтд».

Литература:

1. Ворота Арктики [Электронный ресурс]. – URL: <http://gazpromn.tilda.ws/novyport> (дата последнего обращения 20.09.2018)
2. Войнов Г.Н. О гармоническом анализе приливов по нерегулярным многолетним наблюдениям за уровнем моря и течениями // *Океанология*. – 2004. – Т. 44. – № 2. С. 172–178.
3. Войнов Г.Н. Основные черты гидрологического режима Обской и Тазовской губ (лед, уровни, структура вод) / Г.Н. Войнов, Ю.В. Налимов, А.А. Пискун, В.В. Становой, Г.Е. Усанкина; под редакцией доктора географических наук Г.Н. Войнова. – СПб., 2017. – 192 с.
4. Сайт ФГБУ «АНИИ». Приземные и высотные метеорологические карты. – URL: http://www.aari.ru/odata/_d0010.php
5. Корт В.Г. К вопросу о колебаниях уровня поверхности Обской губы // *Тр. АНИИ*. 1949. – Т. 13. – С. 100–118
6. Корт В.Г. Непериодические колебания уровня воды в Арктических морях и способы их прогноза // *Тр. АНИИ*. 1941. – Т. 175. – 163 с.

The dynamics of the Arctic polar vortex during the 1984/1985 sudden stratospheric warming

Savelieva E.S., Zuev V.V.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: ekat.savelieva@gmail.com, vvzuev@imces.ru

The stratospheric polar vortex stability in spring determines to a great extent the duration and intensity of ozone depletion in the polar regions [1, 2]. The polar vortex acts as a containment vessel to prevent the air mass penetration from the midlatitude stratosphere inside the polar region [3, 4]. Catalytic cycles describing ozone depletion occur with the participation of polar stratospheric clouds (PSCs) in the presence of weak solar radiation inside the polar vortex during austral spring [5, 6]. PSCs are known to form at extremely low temperatures (lower than $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$) in winter–spring periods [7].

One of the most prominent features of the Arctic polar vortex is its large interannual variability associated with the high frequency of occurrence of sudden stratospheric warming (SSW) [8]. A SSW is characterized by a sudden increase in the latitudinal mean temperature poleward from 60° latitude at 10 hPa or lower altitudes. SSWs are divided into major and minor [8]. Minor SSWs are often accompanied by a displacement of the polar vortex toward midlatitudes, whereas a splitting of the vortex is observed during major SSWs. Major SSWs are usually observed in February or at the end of January [8]. However, there are 2 cases when major SSWs were observed at the end of December: a SSW of 1984/1985 and a SSW of 1998/1999.

The maximum activity of the Eliassen-Palm flux (EP flux) in winter-spring of 1984/1985 was observed on December 28. The SSW, which occurred on December 29, had such a strong effect on the polar vortex that in the future even the relatively small activity of the EP flux did not allow it to recover. The temperatures inside the polar vortex were too high for the formation of polar stratospheric clouds (PSCs) and after December 27 the PSCs did not form until the end of spring. In the winter-spring period of 1984/85, increased activity of the EP flux was observed from December 25 to January 4, i.e. for 11 days. It is assumed that such a long period of high activity of the planetary waves determined the dynamics of the polar vortex, and even the cases of short-term amplification of the EP fluxes had a significant effect on the polar vortex, preventing its recovery.

References:

1. Waugh D.W., Randel W.J. *Climatology of Arctic and Antarctic polar vortices using elliptical diagnostics* // *J. Atmos. Sci.* 1999. V. 56, N 11. P. 1594–1613.
2. Waugh D.W., Polvani L.M. *Stratospheric polar vortices* // *The Stratosphere: Dynamics, Transport, and Chemistry. Geophysical Monograph Series.* 2010. V. 190. P. 43–57.
3. Manney G.L., Zurek R.W. *On the motion of air through the stratospheric polar vortex* // *J. Atmos. Sci.* 1994. V. 51, N 20. P. 2973–2994.
4. Sobel A.H., Plumb R.A., Waugh D.W. *Methods of calculating transport across the polar vortex edge* // *J. Atmos. Sci.* 1997. V. 54, N 18. P. 2241–2260.
5. Solomon S., Garcia R.R., Rowland F.S., Wuebbles D.J. *On the depletion of Antarctic ozone* // *Nature.* 1986. V. 321. P. 755–758.
6. Newman P.A. *Chemistry and dynamics of the Antarctic ozone hole* // *The Stratosphere: Dynamics, Transport, and Chemistry. Geophysical Monograph Series.* 2010. V. 190. P. 157–171.

7. *Finlayson-Pitts B.J., Pitts J.N. Chemistry of the Upper and Lower Atmosphere: Theory, Experiments, and Applications. California: Academic Press, 2000. 969 p.*
8. *Kuttippurath J., Nikulin G. A comparative study of the major sudden stratospheric warmings in the Arctic winters 2003/2004–2009/2010 // Atmos. Chem. Phys. 2012. V. 12, N 17. P. 8115–8129.*

Особенности динамики арктического полярного вихря при внезапном стратосферном потеплении в 1984/1985 гг.

Савельева Е.С., Зуев В.В.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: ekat.savelieva@gmail.com, vvzuev@imces.ru

Стратосферные полярные вихри, формирующиеся над полярными областями в осенне-зимний период, являются одной из примечательных особенностей стратосферной циркуляции. Структура и динамика полярных вихрей играет важную роль в распределении стратосферного озона, движении воздушных масс у вихря и температурном режиме над полярной областью [1, 2]. Циркуляция зимней полярной стратосферы определяется активностью полярного вихря, и ее изменения в основном связаны с вариациями формы и расположения вихря. Масштабы и глубина разрушения стратосферного озона над полярной областью зависят от силы и устойчивости полярного вихря в весенний период [3]. Границы полярного вихря создают ветровой барьер, препятствуя меридиональному переносу стратосферного озона из тропических и средних широт в полярную область [4, 5]. При этом внутри вихря в стратосфере при экстремально низких температурах (ниже $-78\text{ }^{\circ}\text{C}$) формируются полярные стратосферные облака (ПСО), на поверхности и в объеме которых протекают гетерогенные реакции с высвобождением молекулярного хлора, активно вступающего в каталитический цикл разрушения озона с появлением солнечного излучения над полярным регионом [6, 7].

Особенностью арктического полярного вихря является его значительная межгодовая изменчивость, связанная с высокой периодичностью возникновения внезапных стратосферных потеплений (ВСП) [8]. При ВСП наблюдается увеличение среднеширотной температуры на высотах от 10 гПа (~ 30 км) и ниже по направлению от 60° широт к полюсу. ВСП разделяются на большие (major) и малые (minor) [8, 9]. При малых ВСП происходит сильное смещение полярного вихря, а при больших – его расщепление на два небольших вихря. Как правило, большие ВСП происходят в феврале или в конце января [8]. Однако зарегистрировано 2 случая, когда большие ВСП наблюдались в конце декабря: ВСП 1984/85 гг. и ВСП 1998/99 гг. В работе рассмотрена динамика арктического полярного вихря в нижней, средней и верхней стратосфере во время большого ВСП 1984/85 гг.

ВСП возникают при разрушении и диссипации проникающих из тропосферы в стратосферу планетарных волн (в частности потока Элиассена-Пальма (ЭП)) в результате их нелинейного взаимодействия с западным стратосферным потоком (полярным вихрем) [8]. На рис. 1 приведены векторные представления усредненных за 1 день потоков ЭП в период с 20 декабря 1984 г. по 30 марта 1985 г. с шагом 4–6 дней, по данным the NOAA Earth System Research Laboratory's Physical Sciences Division (NOAA ESRL PSD) [10]. С начала ноября до 25 декабря 1984 г. не наблюдалось высокой активности потоков ЭП. Начиная с 25 декабря активность потоков ЭП в стратосфере начала усиливаться и 28 декабря наблюдалась максимальная активность за зимне-весенний период 1984/85 гг., после чего 29 декабря регистрировалось ВСП. Усиление активности потоков ЭП также регистрировалось 10 января и 10 марта 1985 г., при этом, в целом, в феврале и марте 1985 г. не наблюдалось высокой активности потоков ЭП по сравнению с их обычной активностью в эти месяцы (рис. 1).

Основными параметрами, характеризующими ВСП, являются потенциальная завихренность и температура. Высокие значения потенциальной завихренности в зимне-весенний период, как правило, определяют местоположение полярного вихря, при этом в пределах вихря наблюдаются низкие температуры, а за его пределами – высокие. На рис. 2 приведены поля потенциальной завихренности и температуры на высоте 50, 10 и 1 гПа ($\sim 20, 30$ и 46 км) над Арктикой за период с декабря 1984 г. по март 1985 г., по данным реанализа ERA Interim [11]. Как видно из рис. 2, 20 декабря полярный вихрь имел слегка вытянутую форму и был немного смещен относительно полюса. Затем наблюдалось постепенное вытягивание вихря, после которого 29 декабря регистрировалось его расщепление, проявившееся на всех стратосферных высотах.

ВСП, начавшееся 29 декабря, наиболее явно проявилось 1 января 1985 г. в средней стратосфере (рис. 2). После такого раннего ВСП неизбежно запускается процесс восстановления полярного вихря,

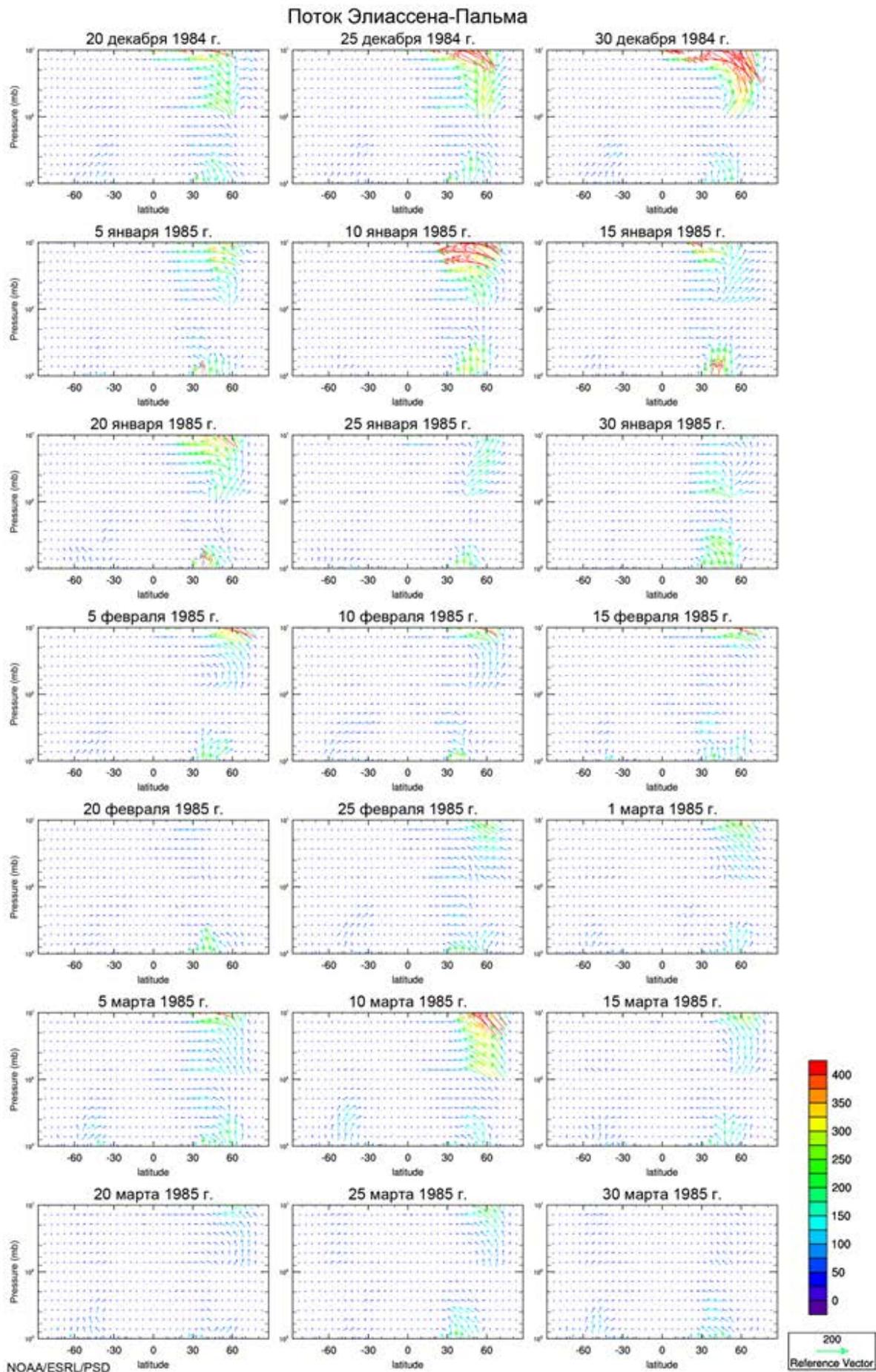


Рис. 1. Потоки Элиассена-Пальма в период с декабря 1984 г. по март 1985 г.

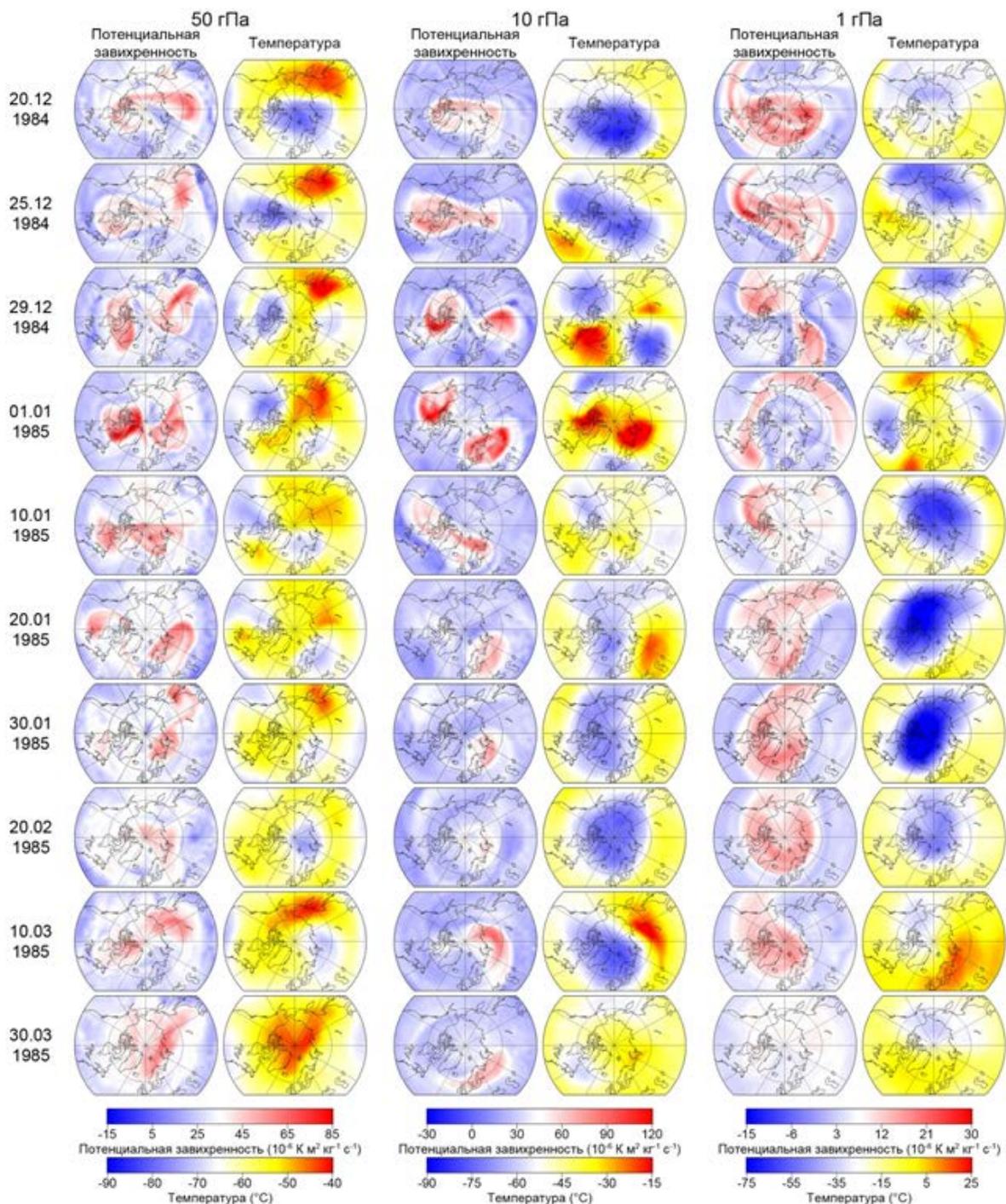


Рис. 2. Поля потенциальной завихренности и температуры на высоте 50, 10 и 1 гПа над Арктикой за период с декабря 1984 г. по март 1985 г.

который 10 января был прерван в результате активизации потоков ЭП (рис. 1, 2). В течение января наблюдалась постоянная смена процессов восстановления и вытягивания (предшествующего расщеплению) полярного вихря. Наиболее ярко это проявилось в нижней стратосфере, где наблюдалось повторное расщепление 20 января, после которого на высоте 50 гПа полярный вихрь больше не прослеживался. В средней и верхней стратосфере поля температуры отражали слабое присутствие полярного вихря в течение февраля и в начале марта. Затем, после небольшого усиления потоков ЭП 10 марта, начиная с середины марта западный стратосферный поток сменился восточным, примерно на 20 дней раньше, чем в среднем за последние 40 лет.

В зимне-весенний период 1984/85 гг. максимальная активность потоков ЭП наблюдалась 28 декабря. Произошедшее 29 декабря ВСП настолько сильно повлияло на полярный вихрь, что в дальнейшем даже относительно небольшая активность потоков ЭП уже не позволила ему полноценно восстановиться. Температуры внутри вновь формирующегося полярного вихря оставались недостаточно низкими для образования полярных стратосферных облаков (ПСО) и после 27 декабря ПСО больше не регистрировались вплоть до конца весны. В зимне-весенний период 1984/85 гг. повышенная активность потоков

ЭП наблюдалась с 25 декабря по 4 января, т.е. в течение 11 дней, что является крайне необычным для этого времени года. Предполагается, что настолько продолжительный период активной деятельности планетарных волн определил дальнейшую динамику полярного вихря. В результате даже кратковременные небольшие усиления потоков ЭП, которые, как правило, не оказывают существенного влияния на полярный вихрь, в этот раз активно препятствовали его восстановлению.

Литература:

1. Waugh D.W., Randel W.J. *Climatology of Arctic and Antarctic polar vortices using elliptical diagnostics* // *J. Atmos. Sci.* 1999. V. 56, N 11. P. 1594–1613.
2. Waugh D.W., Polvani L.M. *Stratospheric polar vortices* // *The Stratosphere: Dynamics, Transport, and Chemistry. Geophysical Monograph Series.* 2010. V. 190. P. 43–57.
3. Newman P.A. *Chemistry and dynamics of the Antarctic ozone hole* // *The Stratosphere: Dynamics, Transport, and Chemistry. Geophysical Monograph Series.* 2010. V. 190. P. 157–171.
4. Manney G.L., Zurek R.W. *On the motion of air through the stratospheric polar vortex* // *J. Atmos. Sci.* 1994. V. 51, N 20. P. 2973–2994.
5. Sobel A.H., Plumb R.A., Waugh D.W. *Methods of calculating transport across the polar vortex edge* // *J. Atmos. Sci.* 1997. V. 54, N 18. P. 2241–2260.
6. Solomon S., Garcia R.R., Rowland F.S., Wuebbles D.J. *On the depletion of Antarctic ozone* // *Nature.* 1986. V. 321. P. 755–758.
7. Finlayson-Pitts B.J., Pitts J.N. *Chemistry of the Upper and Lower Atmosphere: Theory, Experiments, and Applications.* California: Academic Press, 2000. 969 p.
8. Kuttippurath J., Nikulin G. *A comparative study of the major sudden stratospheric warmings in the Arctic winters 2003/2004–2009/2010* // *Atmos. Chem. Phys.* 2012. V. 12, N 17. P. 8115–8129.
9. Flury T., Hocke K., Haefele A., Kämpfer N., Lehmann R. *Ozone depletion, water vapor increase, and PSC generation at midlatitudes by the 2008 major stratospheric warming* // *J. Geophys. Res. D.* 2009. V. 114, N 18. P. 18302.
10. *The NOAA Earth System Research Laboratory's Physical Sciences Division (NOAA ESRL PSD). Plotting & Analysis.* URL: <https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/epflux>.
11. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J., Berrisford P., Poli P., Kobayashi S., Andrae U., Balmaseda M.A., Balsamo G., Bauer P., Bechtold P., Beljaars A.C.M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Delsol C., Dragani R., Fuentes M., Geer A.J., Haimberger L., Healy S.B., Hersbach H., Hólm E.V., Isaksen L., Kållberg P., Köhler M., Matricardi M., McNally A.P., Monge-Sanz B.M., Morcrette J.-J., Park B.-K., Peubey C., de Rosnay P., Tavolato C., Thépaut J.-N., Vitart F. *The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system* // *Q. J. Roy. Meteor. Soc.* 2011. V. 137, N. 656. P. 553–597.

Исследование взаимовлияния глобальных объектов циркуляции с применением методов дисперсионного анализа

Морозова С.В.

Саратовский государственный университет, Россия

E-mail: swetwl@yandex.ru

Планетарная высотная фронтальная зона является структурным элементом глобального масштаба умеренных широт. Безусловно, она функционирует не обособленно от других циркуляционных структур и непосредственно на себе испытывает их влияние. Смежными с ней являются объекты циркуляции арктических и тропических широт. Основными циркуляционными структурами в них являются соответственно Арктическая осцилляция и Южное колебание.

Оказывается интересным установить, как сильно влияние на планетарную высотную фронтальную зону смежных с ней объектов циркуляции. Отметим, что параметрические оценки взаимодействия и взаимовлияния структурных элементов общей циркуляции атмосферы различных пространственно-временных масштабов практически отсутствуют.

Целью настоящей работы является оценка влияния Арктической осцилляции и Южного колебания на динамику планетарной высотной фронтальной зоны.

Исходными материалами для выполнения исследования послужили данные об Арктической осцилляции и Южного колебания, взятых с сайта (origin.cpc.ncep.noaa.gov).

Для характеристики планетарной высотной фронтальной зоны применяется довольно много параметров: площадь, длина, извилистость, интенсивность, широта расположения осевой изогипсы и др. [3]. В настоящем исследовании для анализа динамики ПВФЗ выбрана такая ее характеристика как интенсивность [3].

Поставленная задача решалась с применением дисперсионного анализа, позволяющих оценить существенность влияния одной величины (или нескольких) на другую. Обозначим через S_x общую сумму квадратов отклонений наблюдаемых значений от общей средней; S_f - факторную сумму квадратов отклонений групповых средних; S_z - остаточную сумму квадратов отклонений наблюдаемых значений группы от своей групповой средней. Тогда S_x - характеризует рассеяние величин относительно общей средней; S_f - рассеяние между группами; S_z - рассеяние внутри группы.

Таким образом, получаем, что S_x характеризует общую изменчивость величины X ; S_f - изменчивость величины под действием исследуемого фактора f . Если фактор оказывает существенное влияние на величину X , то группа наблюдаемых значений признака на одном определенном уровне будет отличаться от групп наблюдений на других уровнях. Следовательно, будут различаться и групповые средние, причем, чем они больше рассеяны вокруг общей средней, тем сильнее оказывается воздействие фактора. Величина S_z характеризует изменчивость, обусловленную влиянием случайных или неучтенных факторов [1]. Для расчетов используют формулы [1].

Поскольку исследуется влияние характеристик Арктической осцилляции и Южного колебания на интенсивность ПВФЗ, разбиение на градации проводим именно этих характеристик [2]. Значения интенсивности ПВФЗ разносим соответственно градациям.

Рассчитанная по всему ряду полная (общая) сумма квадратов отклонений составила 1888,3, при этом факторная сумма квадратов оказалась равной 233,3. Отношение рассчитанных дисперсий согласно критерию Фишера на 95 %-ном уровне значимости не показала статистической значимости вклада Арктической осцилляции в изменение интенсивности ПВФЗ. Вклад Арктической осцилляции в изменчивость ПВФЗ оценивается в 6 %. Аналогичные результаты об отсутствии значимости влияния получены и для Южного колебания. Вклад Южного колебания в интенсивность ПВФЗ оценивается в 7 %.

Рассчитанные коэффициенты корреляции между интенсивностью планетарной высотной фронтальной зоны и индексами Арктической осцилляции и Южного колебания оказались равными 0,02 и -0,03 соответственно.

Литература:

1. Гмурман В. Е. Теория вероятностей и математическая статистика. М.: Изд-во Высшая школа. 2003. 480 с.
2. Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. СПб, изд-во РГГМУ. 2008. 408 с.
3. Неушкин А.И., Сидоренков Н.С., Санина А.Т., Иванова Т.Б., Бережная Т.В., Панкратенко Н.В., Макарова М.Е. Мониторинг общей циркуляции атмосферы. Северное полушарие. Изд-во ВНИГМИМЦД. Обнинск. 2013. 200 с.

The study of the mutual influence of global circulation objects of method of dispersive analysis

Morozova S.V.

Saratov State University, Russia
E-mail: swetwl@yandex.ru

INTRODUCTION

It is known that the greatest climatic variability is typical for temperate latitudes, the main circulation feature of which is active cyclonic activity. The directions of the air flow are determined by the deformation of the planetary tall frontal zone (PTFZ) - a three-dimensional object of circulation on a global scale encircling the entire globe. The curvature of the PTFZ and the strong development of wave processes on it lead to an increase in the degree of meridionalism of the flows, so that sharp invasions of cold air masses into southern latitudes occur in the rear parts of the baric hollows, and powerful heat removal to the Arctic is observed in the rear parts of the high-altitude baric ridges.

This process is accompanied by the activation of the Arctic center of action, which is reflected in a more active penetration into the moderate latitudes of the Arctic anticyclones. At the same time, cyclonic curvature is formed in the deformation region of PTFZ. When the ridges of subtropical anticyclones propagate northward, an anticyclonic curvature arises on the PTFZ.

Thus, PVFZ functions not isolated from other structures of the general circulation of the atmosphere and is directly affected by their influence. Circulating objects of arctic and tropical latitudes are adjacent to it. The main circulation structures in them are the Arctic Oscillation and the Southern Oscillation, respectively.

It remains an open question: to what extent do the circulation objects adjacent to it have a strong influence on the planetary high-altitude frontal zone, or do wave processes on PTFZ develop under the influence of smaller-scale structures (centers of action of the atmosphere), or the curvature of fluxes on PTFZ result from its own internal dynamics? It should be noted that parametric estimates of the interaction and mutual influence of the structural elements of the general atmospheric circulation of various space-time scales are practically absent.

The purpose of this paper is to assess the influence of the Arctic oscillation and the Southern oscillation on the dynamics of the planetary altitude frontal zone.

MATERIALS AND METHODS

The source materials for the study were the data on the Arctic oscillation and the Southern Oscillation, taken from the site (origin.cpc.ncep.noaa.gov).

Quite a few parameters are used to characterize the planetary height frontal zone: area, length, tortuosity, intensity, width of the location of axial isohypsum, etc. [3]. In the present study, for the analysis of the dynamics of PTFZ, its characteristic was chosen as intensity [3].

The problem posed in the study was solved using the methods of analysis of variance, allowing to evaluate the significance of the influence of one value (or several) on another. The essence of the analysis of variance consists in comparing the factor dispersion generated by the effect of a factor and the residual dispersion due to random causes. If the difference between these variances is significant, then the factor has a significant impact on the studied quantity X .

Denote by S_x the total sum of squares of deviations of the observed values from the total average; S_f is the factor sum of squared deviations of group means; S_z is the residual sum of squares of deviations of the observed values of the group from its group average. Then S_x - characterizes the scattering of values relative to a common average; S_f - scattering between groups; S_z - scattering within the group.

Thus, we find that S_x characterizes the overall variability of X ; S_f is the variability of the magnitude under the action of the studied factor f . If the factor has a significant impact on the value of X , then the group of observed values of the trait at one particular level will differ from the groups of observations at other levels. Consequently, group averages will also differ, and the more they are scattered around a common average, the stronger the influence of the factor will be. The value of S_z characterizes the variability due to the influence of random or unrecorded factors [1].

Since the magnitude of X , in addition to the factor f , is also affected by random causes, the observations of the same group are different and scattered around their group average. Therefore, to estimate random causes, the deviations of the observed values of each group from their group average are calculated. In this case, the average of the observed values at each level (in each gradation) will also differ significantly.

Hence $S_x = S_f + S_z$.

In practice, the sum of the deviations S_x and S_f is usually calculated, and the residual sum of the deviations is found as $S_z = S_x - S_f$ [1].

For calculations, use the formula [1]

$$S_x = \sum^n x_i^2 - (\sum^n x_i)^2 / n \quad (1)$$

$$S_f = \sum_{f=1}^q \frac{\sum^{m_i} (x_i)^2}{m_i} - (\sum^n x_i)^2 / n \quad (2)$$

Dispersions are found respectively by the expressions:

$$\sigma_f^2 = \frac{S_f}{K_f} \quad \sigma_z^2 = \frac{S_z}{K_z} \quad \sigma_x^2 = \frac{S_x}{K_x} \quad (3),$$

In this case, $K_f = q - 1$, $K_z = K_x - K_f$, $K_x = N - 1$ are the numbers of degrees of freedom,

q is the number of levels (gradations) of the studied factor;

N is the total number of observations.

RESULTS

Since the influence of the characteristics of the Arctic Oscillation and the Southern Oscillation on the intensity of the PTFZ is being studied, it is these characteristics that are divided into gradations. For splitting into gradations, we apply the standard statistical procedure: by the formula $k = 5 \ln N$ we determine the number of gradations, by the formula $l = (x_{max} - x_{min}) / k$ we determine the width of the gradation.

The values of the PTFZ intensity are distributed according to the gradations [2]. In table shows the distribution of the intensity of the PTFZ from the intensity of the Arctic oscillations.

Table. Interval values of PTFZ intensity depending on Arctic oscillations.

Characteristic	Gradations of intensity of the Arctic oscillation						
	-1,04;-0,78	-0,78;-0,53	-0,5;-0,27	-0,27;-0,01	-0,01;0,25	0,25;0,51	0,51;1,02
Amounts	22,6	27,9	80,0	87,2	73,6	22,2	22,5
Number of cases	4	5	14	16	13	4	4
Average value	5,7	5,6	5,7	5,5	5,7	5,6	5,6

The total (total) sum of squared deviations calculated over the entire series was 1888.3, while the factor sum of squares was 233.3. The ratio of the calculated variances according to Fisher's criterion at the 95% significance level did not show the statistical significance of the contribution of the Arctic oscillation to the change in the PTFZ intensity. The contribution of the Arctic Oscillation to the variability of PTFZ is estimated at 6%. Similar results on the absence of influence significance were obtained for the Southern Oscillation. The contribution of the Southern Oscillation to the PTFZ intensity is estimated at 7%.

The calculated correlation coefficients between the intensity of the planetary tall frontal zone and the indices of the Arctic oscillation and the Southern oscillation turned out to be 0,02 and -0,03, respectively.

RESULTS

1. The planetary tall frontal zone is affected by the objects of circulation of high and low latitudes adjacent to it - the Arctic Oscillation and the Southern Oscillation, respectively.
2. Six percent of the variability of the intensity of the planetary tall frontal zone is determined by the dynamics of the Arctic oscillations.
3. Seven percent of the variability of the PTFZ intensity is determined by the variability of the Southern Oscillation.
4. According to Fisher's criterion, the influence of objects of circulation of high and low latitudes adjacent to the PTFZ on it is not statistically significant.

References:

1. Gmurman V. Ye. *Teoriya veroyatnostey i matematicheskaya statistika. M.: Izd-vo Vysshaya shkola. 2003. 480 s.*
2. Malinin V.N. *Statisticheskiye metody analiza gidrometeorologicheskoy informatsii. SPb, izd-vo RGGMU. 2008. 408 s.*
3. Neushkin A.I., Sidorenkov N.S., Sanina A.T., Ivanova T.B., Berezhnaya T.V., Pankratenko N.V., Markarova M.Ye. *Monitoring obshchey tsirkulyatsii atmosfery. Severnoye polushariye. Izd-vo VNIG-MIMTSD. Obninsk. 2013. 200 s.*

Influence of various parameters INM RAS climate model on the extreme precipitation simulation

¹Tarasevich M.A., ²Volodin E.M.

¹ Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russia

² Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

E-mail: mashatarasevich@gmail.com, volodinev@gmail.com

Modern models of the Earth's climate can reproduce not only the average climate condition, but also extreme weather and climate phenomena. Therefore, the problem of comparing climate models for observable extreme weather events arises.

In [1] various extreme weather and climatic situations are considered. According to the paper, 27 extreme indices are defined, characterizing various situations with high and low temperatures, with heavy precipitation or with their absence.

The results of the extreme indices simulation with the INMCM4 climate model were compared with the results of other models which took part in the CMIP5 project (Coupled Model Intercomparison Project, Phase 5) [1]. The comparison demonstrated that this model performs well for most indices except those related to daily minimum temperature. For those indices the model showed one of the worst results.

The parameterizations of physical processes in the next model version INMCM5 were replaced or tuned so that changes in the simulation of extreme indices are expected.

To assess the quality of extreme weather phenomena simulation the extreme indices were calculated using computations performed by two versions of the climate model (INMCM4, INMCM5) and ERA Interim reanalysis. It is shown that the INMCM5 model improved the simulation of almost all indices concerning temperature (especially its minimum values) and precipitation (mean total precipitation, mean precipitation intensity), the number of consecutive dry and wet days. At the same time, the simulation of indices related to extreme heavy precipitation became worse.

To improve the simulation of extreme precipitation the INMCM5 model the following factors affecting precipitation were considered: evaporation of precipitation in the upper atmosphere; mixing of horizontal velocities due to large-scale condensation and deep convection; air resistance acting on falling precipitation particles.

During the research, the different laws relating the evaporation of falling precipitation with the precipitation flow were studied. Further, vertical mixing of the wind speed due to large-scale condensation was implemented in the model. Also the parameter affecting the vertical mixing of horizontal velocities due to deep convection was tuned. After that, the model was modified to account for drag acting on falling precipitation particles.

As a result, it was found that taking drag into account gave the the most significant impact on the extreme precipitation simulation. The next improvement was achieved by enabling horizontal velocities mixing due to large-scale condensation and tuning the deep convection parameters. At the same time, evaporation of precipitation in the upper atmosphere increases the intensity of extreme precipitation, which is already too high in the INMCM5 model compared to the reanalysis data.

Further plans include making adjustments to the model of the convective precipitation and studying its influence on the simulation of the extreme precipitation phenomena.

Влияние различных параметров модели климата ИВМ РАН на воспроизведение экстремальных осадков

¹Тарасевич М.А., ²Володин Е.М.

¹Московский физико-технический институт, Долгопрудный, Россия

²Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, Москва, Россия

E-mail: mashatarasevich@gmail.com, volodinev@gmail.com

Современные модели климата Земли могут воспроизводить не только среднее состояние климата, но и экстремальные погодно-климатические явления. Поэтому возникает задача сравнения климатических моделей по наблюдаемым экстремальным погодным явлениям.

Воспроизведение различных экстремальных погодно-климатических ситуаций наиболее полно описано в [1]. Согласно предложенному там подходу определяются 27 индексов экстремальности, характеризующих различные ситуации с высокой и низкой температурой, с сильными осадками или с их отсутствием.

Сравнение воспроизведения индексов экстремальности климатической моделью INMCM4 с данными других моделей, участвовавших в проекте CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project, Phase 5) [1] показывает, что эта модель воспроизводит неплохо многие индексы, однако, по воспроизведению индексов, связанных с минимальной температурой, она является одной из худших.

В следующей версии модели INMCM5 параметризации физических процессов были заменены или перенастроены [2], так что можно ожидать и изменения воспроизведения индексов экстремальности.

Для оценки качества воспроизведения экстремальных погодных событий по данным двух версий климатической модели (INMCM4, INMCM5) и реанализа ERA Interim [3] были вычислены индексы экстремальности [4]. В таблицах 1 и 2 представлены обозначения индексов экстремальности, связанных с температурой и осадками, их краткая расшифровка, а также среднеквадратичная ошибка индексов по данным двух версий модели и соответствующим данным реанализа, усреднённая по узлам сетки, соответствующим суше.

Среднеквадратичная ошибка по большинству из индексов экстремальности, зависящих от температуры (таблица 1), стала значительно (на 20-50%) меньше в модели INMCM5 по сравнению с INMCM4. В модели INMCM5 среднеквадратичная ошибка для индексов, связанных с общей величиной осадков (PRCPTOT), несколько уменьшилась (таблица 2). При этом, для индексов, связанных с интенсивностью (RX1day, RX5day) и количеством (R95p, R99p) осадков в очень дождливые дни, среднеквадратичная ошибка значительно увеличилась. Таким образом, модель INMCM5 не вполне корректно описывает выпадение экстремальных осадков.

Для улучшения воспроизведения экстремальных осадков в модели INMCM5 рассматривались следующие факторы, влияющие на осадки: испарение выпадающих осадков в верхних слоях атмосферы; перемешивание горизонтальных скоростей при крупномасштабной конденсации и глубокой конвекции; сопротивление воздуха, действующее на падающие осадки.

Для исследования влияния испарения на формирование экстремальных осадков, используемая в INMCM5 зависимость испарения падающих осадков от потока осадков через ячейку [5] была заменена на пропорциональную. Со значениями коэффициента пропорциональности 0.2 и 1 были проведены расчёты длительностью 3 модельных года. Представленное на рисунке 1 пространственное распределение индекса RX1day, усреднённое по трем годам, показывает, что испарение падающих осадков увеличивает интенсивность экстремальных осадков.

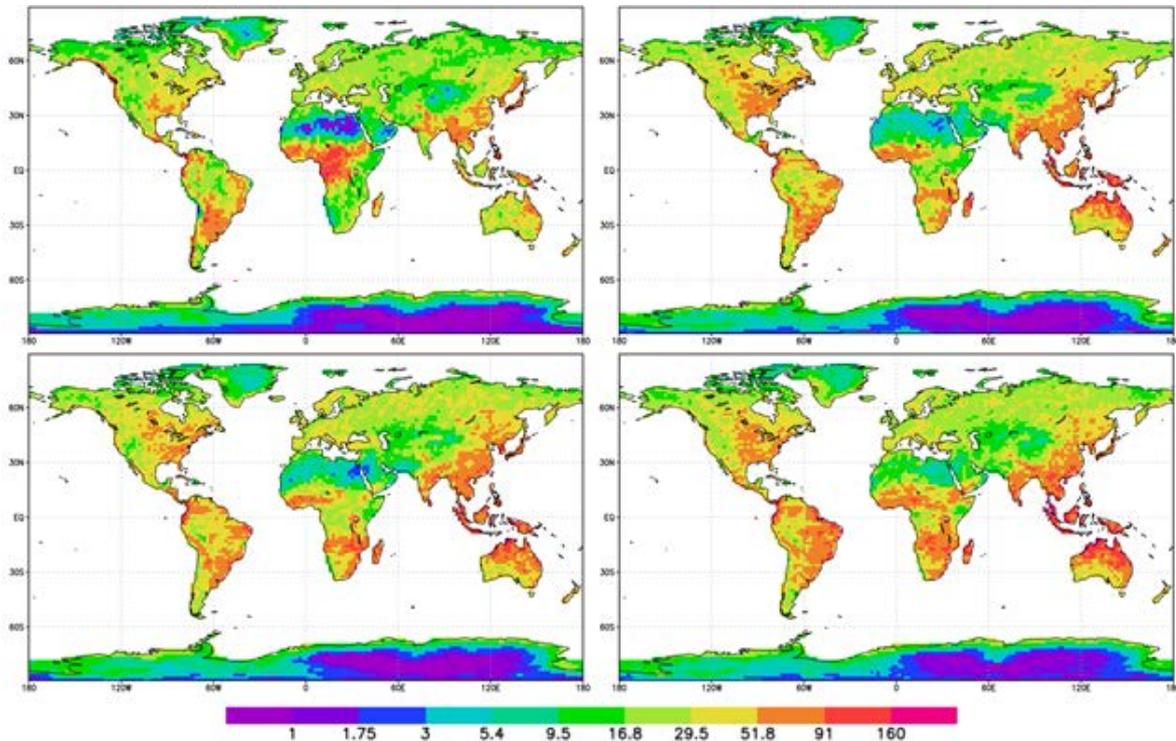


Рис. 1. Индекс Rx1day слева направо сверху вниз – по данным реанализа Era Interim, модели INMCM5, модели с пропорциональной зависимостью испарения падающих осадков от их потока с коэффициентами 0.2 и 1.

Далее в модели было реализовано вертикальное перемешивание горизонтальных скоростей, обусловленное крупномасштабной конденсацией, и проварьирован параметр, влияющий на вертикальное перемешивание горизонтальных скоростей при глубокой конвекции. Настройка параметра A_0 , отвечающего за перемешивание горизонтальных скоростей при крупномасштабной конденсации, реализована путём проведения серии расчётов длительностью три модельных года. По их результатам построен представленный на рисунке 2 график, и из интервала (1; 10) выбрано значение $A_0=7,5$, минимизирующее среднеквадратичную ошибку для рассматриваемых индексов. Для подбора параметра CINC, влияющего на перемешивание горизонтальных скоростей при глубокой конвекции, по данным расчётов при $A_0=7,5$ построен график (рисунок 2), и выбрано значение CINC=3 как оптимальное и максимально возможное, при котором горизонтальные скорости не претерпевают существенных изменений. После настройки этих параметров модели был проведен длительный расчет, по данным которого были вычислены индексы экстремальности. В таблице 3 представлена среднеквадратичная ошибка индексов экстремальности, связанных с осадками, по данным трёх версий модели от данных реанализа ERA Interim.

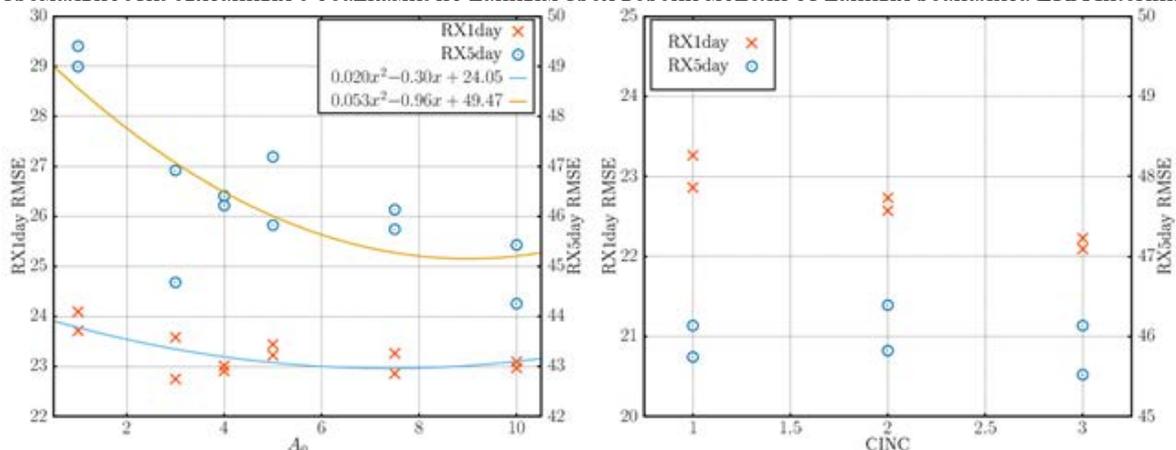


Рис. 2. Зависимость среднеквадратичной ошибки индексов RX1day и RX5day от значений параметров A_0 и CINC.

усредненная по точкам суши. Таблица показывает, что воспроизведение индексов RX1day, RX5day, R10mm, R1mm, CWD и PRCPTOT улучшилось в модели с $A0=7.5$ и $CINC=3$ по сравнению с INMCM5. Для индексов, связанных с интенсивностью осадков в очень дождливые дни, среднеквадратичная ошибка уменьшилась на 5-10%.

Так как настройка параметров вертикального перемешивания горизонтальных скоростей улучшила воспроизведение экстремальных осадков не очень заметно, в модели с $A0=7.5$ и $CINC=3$ был реализован учет сопротивления воздуха, действующего на падающие осадки. Чтобы корректно учесть изменение вертикальной скорости вследствие наличия установившегося движения осадков, требуется решать дополнительное уравнение для горизонтальных скоростей. Поэтому вместо движения осадков в воздухе рассматривается движение смеси воздуха и воды. При этом в уравнениях достаточно учесть изменение плотности воздуха из-за наличия в нём осадков. В модели эта добавочная плотность определяется как отношение потока осадков к установившейся скорости их падения. Разброс возможных скоростей падения осадков довольно велик, поэтому для проведения расчётов длительностью 3 модельных года априорно были выбраны значения 2 м/с и 0.2 м/с для жидких и твёрдых осадков соответственно. Представленное на рисунке 3 пространственное распределение индекса RX5day, усреднённое по трём годам, показывает значительное улучшение качества воспроизведения интенсивности экстремальных осадков, по сравнению с моделями INMCM5 и с $A0=7.5$ и $CINC=3$.

В ходе исследования установлено, что учет сопротивления воздуха, действующего на падающие осадки, и вертикального перемешивания горизонтальных компонент скорости при формировании и выпадении крупномасштабных осадков, вместе с увеличением коэффициента перемешивания при работе параметризации глубокой конвекции улучшают воспроизведение экстремальных осадков. В то время как испарение выпадающих осадков в верхних слоях атмосферы увеличивает интенсивность экстремальных осадков, которая и так в модели INMCM5 завышена по сравнению с данными реанализа. В дальнейшем планируется изменение параметризации конвективных осадков и исследование их влияния на экстремальные осадки.

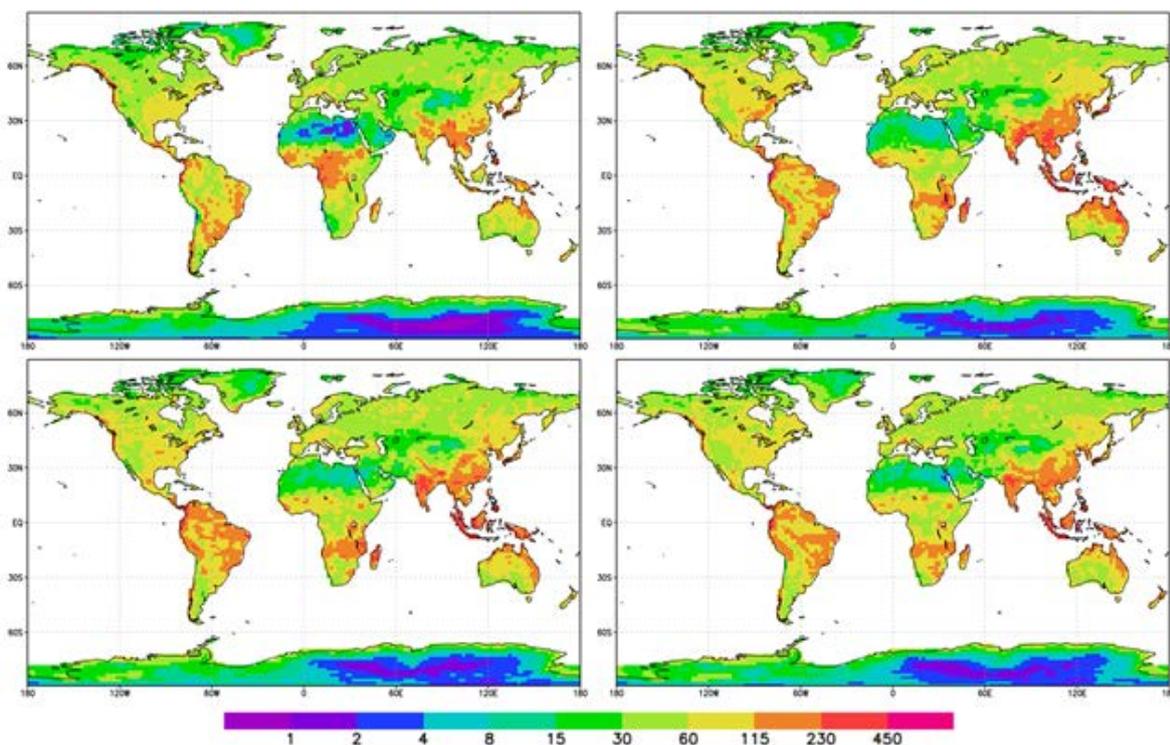


Рис. 3. Индекс Rx5day слева направо сверху вниз – по данным реанализа Era Interim, модели INMCM5, модели с $A0=7.5$ и $CINC=3$, модели со скоростью жидких и твёрдых осадков 2 и 0.2 м/с соответственно.

Таблица 1. Среднеквадратичное отклонение для точек суши индексов температуры по данным двух версий модели от данных ERA Interim. Выделены наименьшие значения. T_{min} – минимальная за сутки температура, T_{max} – максимальная за сутки температура, $T=0.5*(T_{max}+T_{min})$.

Название, единицы	Обозначение	INMCM4	INMCM5
Количество дней с морозом (когда $T_{min}<0^{\circ}C$)	FD	48.8	20.3
Количество летних дней (когда $T_{max}>25^{\circ}C$)	SU	37.3	33.4
Количество ледяных дней (когда $T_{max}<0^{\circ}C$)	ID	19.8	16.0

Название, единицы	Обозначение	INMCM4	INMCM5
Количество тропических ночей (когда $T_{min} > 20^{\circ}C$)	TR	75.2	37.9
Вегетационный период, сут (временной интервал между 6 первыми в году последовательными днями с $T > 5^{\circ}C$ и первыми после этого 6 последовательными днями, когда $T < 5^{\circ}C$)	GSL	27.8	21.1
Максимум за месяц максимальной температуры за сутки, К	TXx	5.46	4.26
Минимум за месяц максимальной температуры за сутки, К	TXn	8.22	8.34
Максимум за месяц минимальной температуры за сутки, К	TNx	4.50	3.40
Минимум за месяц минимальной температуры за сутки, К	TNn	12.7	9.15
Амплитуда суточного хода температуры, К	DTR	5.27	2.33

Таблица 2. Среднеквадратичное отклонение для точек суши индексов осадков по данным двух версий модели от данных ERA Interim. Выделены наименьшие значения.

Название, единицы	Обозначение	INMCM4	INMCM5
Количество дней с сильными осадками (более 10 мм/сут)	R10mm	25.6	21.3
Количество дней с очень сильными осадками (более 20 мм/сут)	R20mm	8.08	5.93
Количество дней с осадками (более 1 мм)	R1mm	42.1	38.3
Интенсивность осадков, мм/сут	SDII	1.66	1.53
Максимальные осадки за 1 день, мм	RX1day	19.5	23.1
Максимальные осадки за 5 дней, мм	RX5day	32.1	48.1
Продолжительность сухого периода, сут	CDD	167	152
Продолжительность дождливого периода, сут	CWD	63.8	32.6
Среднегодовые осадки, мм	PRCPTOT	462	416
Осадки за дождливые дни, мм	R95p	141	167
Осадки за очень дождливые дни, мм	R99p	72.5	90.8

Таблица 3. Среднеквадратичное отклонение для точек суши индексов осадков по данным трёх версий модели от данных ERA Interim. Выделены наименьшие значения.

Обозначение	INMCM4	INMCM5	A0=7.5 CINC=3
R10mm	25.6	21.3	19.8
R20mm	8.08	5.93	6.17
R1mm	42.1	38.3	37.9
SDII	1.66	1.53	1.53
RX1day	19.5	23.1	21.2
RX5day	32.1	48.1	44.4
CDD	167	152	152
CWD	63.8	32.6	29.3
PRCPTOT	462	416	407
R95p	141	167	167
R99p	72.5	90.8	86.9

Литература:

1. Sillmann J., Kharin V.V., Zhang X., Zwiers F.W., Bronaugh D. *Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 1. Model evaluation in the present climate. J. Geophys. Res. Atmospheres*, 2013, V118, p.1716-1733.
2. Володин Е.М., Мортыков Е.В., Кострыкин С.В., Галин В.Я., Лыкосов В.Н., Грицун А.С., Дианский Н.А., Гусев А.В., Яковлев Н.Г. *Воспроизведение современного климата в новой версии модели климатической системы ИВМ РАН. Известия РАН. Физика атмосферы и океана*, 2017, T.53, N2, с.164-178.
3. Dee, D. P., et al.: *The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. Quart. Journal. Roy. Meteorol. Soc.* 2011, V137, p.553–597.
4. Володин Е.М., Тарасевич М.А. *Воспроизведение индексов погоды-климатической экстремальности климатической моделью ИВМ РАН. Метеорология и гидрология*, 2018, N11, с.68-76.
5. Володин Е. М. *Представление потоков тепла, влаги и импульса в климатических моделях. Конвекция и конденсация. Фундаментальная и прикладная климатология*, 2017, T.2, с.26-41.

Numerical simulation of the breeze circulation using the WRF-ARW model

Kraevskaya N.Yu., Shokurov M.V.

Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol, Russia
E-mail: krayevskaja@gmail.com, shokurov.m@gmail.com

The breeze circulation is an important atmospheric process that affects the weather and climate of coastal regions [1]. Crimea is one of such regions.

One of the breeze research methods is numerical simulation. This method, together with data from weather stations and satellite data, has been successfully used to obtain reliable information on breeze circulation in various geographic regions [2]. For the Crimean peninsula, numerical modeling was used to describe the features of the breeze circulation [3].

The purpose of this work is to describe the regional features of the daily breeze in the Crimea, namely the description of the breeze circulation near the Crimean Mountains. Using satellite images the day was chosen with a pronounced breeze. For the selected day, a numerical experiment was conducted using the mesoscale model WRF-ARV.

The data were used in the visible range from MODIS Terra and MODIS Aqua. Satellites, with a spatial resolution 250 m. The breeze indicator on the satellite images was characteristic cumulus clouds forming in front of the breeze front. Since these satellites pass over the same point of the surface with a difference of 3 hours, this made it possible to see the development of cumulus clouds during the day.

For the numerical simulation, the mesoscale model WRF-ARV was used, based on a system of non-hydrostatic equations written for a compressible atmosphere. The model has a wide range of options for describing subgrid processes, such as turbulence in the boundary planetary layer, radiation transfer, cloud microphysics, cumulus convection, heat and moisture transfer in the soil.

To conduct a numerical simulation of breeze circulation, data from the global operative analysis NCEP GDAS / FNL 0.25 were taken as input data. The data has a resolution of 0.25 degrees in space, 6 hours in time. The simulation used 2 levels of nested grids with a 6 and 2 km spatial resolution, 32 levels vertically. The simulation was carried out for 1 day.

As a result of numerical simulation, it was found that the breeze circulation over the flat part of the Crimea has standard characteristics inherent in classical concepts.

These include: 1) the formation of the daytime convective boundary layer; 2) the development and spread of breeze gravity currents from the coast; 3) the formation of the breeze front, head and tail of the breeze gravity current; 4) intense vertical lift in front of the front; 5) reverse branch of breeze circulation cell.

However, the breeze circulation in the Crimea has features. One of them is the propagation of several gravitational currents from different shores to the center of the peninsula, their collision, which is the unique phenomenon characteristic of land areas of sufficiently small size. The greatest attention is paid to the features of the breeze on the South Coast of Crimea, associated with the influence of the mountain relief.

The work was performed under the theme of the Marine Hydrophysical Institute No. 0827-2018-0001 "Interaction of the ocean and the atmosphere".

Численное моделирование бризовой циркуляции с использованием модели WRF-ARW

Краевская Н.Ю., Шокуров М.В.

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
E-mail: krayevskaja@gmail.com, shokurov.m@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ

Бризовая циркуляция является важным атмосферным процессом, влияющим на погоду и климат прибрежных регионов [1]. Крым является одним из таких регионов.

Одним из методов исследования бриза является численное моделирование. Этот метод совместно с данными метеостанций и спутниковыми данными успешно используется для получения достоверной информации о бризовой циркуляции в различных географических регионах [2]. Для Крымского полуострова было использовано численное моделирование для описания особенностей бризовой циркуляции [3].



Целью данной работы является описание региональных особенностей дневного бриза в Крыму, а именно описание бризовой циркуляции вблизи Крымских гор. Используя спутниковые изображения был выбран день с хорошо выраженным бризом. Для выбранного дня был проведен численный эксперимент с использованием мезомасштабной модели WRF-ARV.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ДАННЫЕ И МОДЕЛЬ

Использовались данные в видимом диапазоне со спутников MODIS Terra и MODIS Aqua., с разрешением по пространству 250 м. Индикатором бриза на спутниковых снимках являлась характерная кучевая облачность, образующаяся перед бризовым фронтом. Так как указанные спутники проходят над одной и той же точкой поверхности с разницей в 3 часа, это дало возможность увидеть развитие кучевой облачности в течении дня.

Для численного моделирования использовалась мезомасштабная модель WRF-ARV, основанная на системе негидростатических уравнений, записанных для сжимаемой атмосферы. В модели реализован широкий набор опций для описания подсеточных процессов, таких как турбулентность в пограничном планетарном слое, перенос излучения, микрофизика облаков, кучевая конвекция, перенос тепла и влаги в почве.

Для проведения численного эксперимента по моделированию бризовой циркуляции в качестве входных данных были взяты данные из глобального оперативного анализа NCEP GDAS/FNL 0.25. Данные имеют разрешение 0.25 градуса по пространству, 6 часов по времени. При моделировании использовались 2 уровня вложенных сеток с 6 и 2 км разрешением по пространству, 32 уровня по вертикали. Моделирование проводилось на 1 сутки.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

В результате численного моделирования было установлено, что бризовая циркуляция над равнинной частью Крыма имеет стандартные характеристики, свойственные классическим представлениям.

К ним относятся: 1) формирование дневного конвективного пограничного слоя; 2) развитие и распространение бризовых гравитационных течений от берега; 3) формирование бризового фронта, головы и хвостовой части бризового гравитационного течения; 4) интенсивный вертикальный подъем перед фронтом; 5) обратная ветвь бризовой циркуляционной ячейки.

Распространение гравитационных течений и вертикальные скорости отчетливо видны на рис.1.

Однако бризовая циркуляция в Крыму имеет особенности. Одна из них — распространение нескольких гравитационных течений от разных берегов к центру полуострова (также видны на рис.1), их столкновение, которое может привести к развитию глубокой конвекции.

Кроме того значительное влияние на бриз оказывают Крымские горы, особенно на южном склоне.

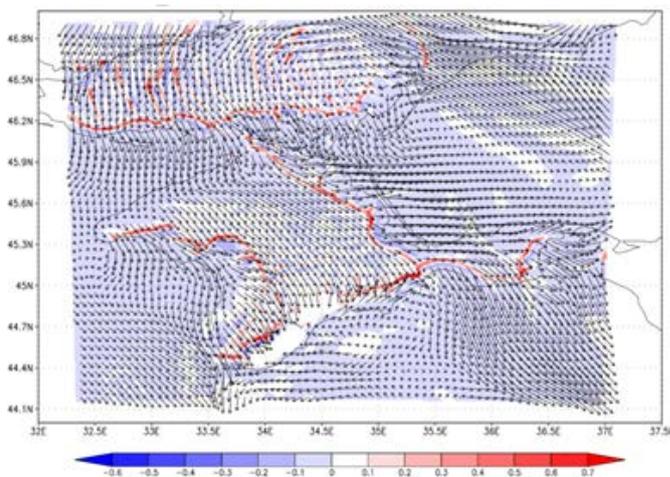


Рис. 1. Распределение горизонтальной (изображена стрелками) и вертикальной (изображена цветом) компоненты скорости на высоте 700 м. в 14 часов.

СТРУКТУРА ДНЕВНОГО БРИЗА НАД РАВНИНОЙ

Утром над большей частью полуострова формируется конвективный атмосферный пограничный слой, в котором наблюдается однородный по вертикали профиль потенциальной температуры.

Около 12 часов со стороны морей на полуостров начинают распространяться бризовые гравитационные течения. Перед и над бризовыми гравитационными течениями в достаточно узких областях формируются интенсивные вертикальные движения. В течение дня в структуре течений можно отметить формирование характерных элементов структуры бриза, наблюдается формирование фронта, головы течения, и хвостовой части. Над поверхностными течениями направление ветра меняется на противоположное, формируются обратные ветви.

СТОЛКНОВЕНИЕ БРИЗОВЫХ ФРОНТОВ

Так как Крымский полуостров с трех сторон окружен морями, бризовые циркуляции развиваются со всех трех сторон. После развития фронтов вблизи берегов происходит их распространение вглубь суши. Причем в глубь полуострова распространяются только два фронта: с запада, со стороны Черного моря, и с востока, со стороны Азовского моря. Продвижению третьего фронта со стороны ЮБК препятствуют Крымские горы.

После столкновения течений около 18 – 19 часов, течение, распространяющееся со стороны Азовского моря натекает на течение со стороны Черного моря, которое продолжает распространяться по поверхности.

ДНЕВНОЙ БРИЗ НА ЮЖНОМ БЕРЕГУ КРЫМА

Из-за сильного дневного солнечного прогрева южного склона Крымских гор формируется интенсивная дневная бризовая циркуляция. Она охватывает весь южный берег от Фороса до Феодосии и представляет собой узкую полосу с ветром южного направления со скоростью до 4 м/с.

В течение дня ширина полосы бриза меняется от 2 – 4 км в 11 часов до 20 км во время максимального развития бриза в 15 часов, и затем уменьшается к 19 часам, т. е. к моменту окончания дневной бризовой циркуляции.

Западная часть Крымских гор выше, чем восточная часть и имеет более крутые южные склоны. Это существенно влияет на характеристики дневного бриза на западе и востоке ЮБК. Во-первых, ширина береговой полосы, охваченной бризовой циркуляцией, на западе (5 км) меньше, чем на востоке (15 – 20 км). Во-вторых, интенсивность бризовой циркуляции на западе меньше (3 м/с), чем на востоке (5 м/с). В-третьих, продолжительность бриза на востоке (11 – 20 часов) больше, чем на западе (11 – 18 часов).

Из-за наличия горных долин на ЮБК формируются локальные особенности бриза, а именно бризовая циркуляция распространяется на большее расстояние вдоль горных долин. В частности это имеет место в долине от Алушты до Ангарского перевала.

Можно отметить, что направление скорости бриза отклоняется от перпендикулярного направления к линии берега вправо, что связано с влиянием силы Кориолиса.

Рассмотрим теперь вертикальную структуру бриза на ЮБК. Для этого выберем сечение, проходящее перпендикулярно к хребту Крымских гор, и рассмотрим распределение компоненты скорости, перпендикулярной к хребту. Прямая ветвь бризовой циркуляции отчетливо выделяется до высоты 800 – 900 м с максимумом скорости до 3 м/с на высоте 400-500 м. Обратная ветвь бризовой ячейки выделяется не так отчетливо, она располагается на высоте более 1000 м., где существенную роль играют процессы обтекания гор.

ВЫВОДЫ

На основе результатов численного моделирования описана структура дневной бризовой циркуляции в Крыму. Отмечены классические элементы бриза характерные для равнинной части Крыма. Подчеркнуто уникальное явление столкновения бризовых гравитационных течений, свойственное для участков суши достаточно малых размеров. Наибольшее внимание уделено особенностям бриза на ЮБК, связанным с влиянием горного рельефа.

Работа выполнена в рамках темы Морского гидрофизического института № 0827-2018-0001 «Взаимодействие океана и атмосферы».

Литература:

1. Simpson J. E. *Sea breeze and local winds*. – Cambridge University Press, 1994. – 234 p.
2. Arrilaga J. et al. *A characterisation of sea-breeze events in the Cantabrian coast (Spain) from observational data and WRF simulations // Atmospheric Research*. – 2016. – Vol. 181. – P. 265 – 280.
3. Ефимов В.В., Комаровская О.И. *Бризовая циркуляция в атмосфере Крымского // Морской гидрофизический журнал*. – 2015. – № 6. – С. 77 – 87.

Analysis of circulation near the coast of the western Crimea and in the region of Sevastopol with the assimilation of temperature and salinity observations

Evstigneeva N.A., Demyshev S.G.

Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol, Russia
E-mail: naevstigneeva@yandex.ru, demyshev@gmail.com

This study is devoted to analysis of the results of numerical modeling of the coastal circulation of the Black Sea based on the assimilation in the hydrodynamic model of temperature and salinity measurements. The fields of temperature, salinity, level and currents in the coastal region of the Black Sea (the coast of the western Crimea and in the Sevastopol region) were reconstructed with high resolution (horizontal grid $\sim 1.6 \times 1.6$ km and 30 vertical layers) on the basis of the hydrodynamic model and observational data of temperature and salinity at the research vessel "Experiment" in 2007. The z-coordinate three-dimensional non-linear model of the Black Sea, which was developed at the Marine Hydrophysical Institute and adapted to the conditions of the coastal zone, was chosen as a research tool. A simplified procedure of four-dimensional analysis, based on the method of sequential optimal interpolation when the covariance functions of the temperature and salinity fields were calculated under the assumption of homogeneity and isotropy, was used to implement the procedure of assimilation of field observations.

A comprehensive expedition with the aim to study oceanological processes at the end of the summer warm-up period – the beginning of the autumn cooling period was conducted on 16 – 22nd of September, 2007 by the Marine Hydrophysical Institute on the research vessel "Experiment". The maximum depth to which probing was carried out varied from 5 to 300 m, the number of stations was 44. From the analysis of the statistical structure of the fields, a correlation radius of ~ 20 km was determined. The covariance functions of thermaline fields were approximated by an exponential function.

We considered a region of the Black Sea, limited by latitude 44.4°N , located between meridians 28.5° and 33.5° E (we used a detailed presentation of bottom topography with a resolution ~ 1.6 km. The choice of the horizontal coefficients of turbulent viscosity and diffusion was based on a series of specialized numerical experiments. The total period of integration of model equations 10 days (from 14 to 24 of September 2007). Along the vertical, horizontal components of the current velocity, temperature and salinity were computed at 30 depths. The vertical component of velocity was calculated for intermediate horizons. Fields of currents, temperature and salinity, obtained from model for the entire sea on a 5×5 km horizontal grid, were used to specify initial and the boundary conditions at the open boundary of the domain. The vertical coefficients of turbulent exchange of momentum and diffusion were calculated according to the Philander–Pacanowski approximation. We took into account the discharges of rivers. The fields of tangential wind stress, heat fluxes, short-wave radiation, precipitation and evaporation, obtained from the data of the regional atmospheric model "ALADIN", were specified for each day on the surface of the sea.

The calculated current fields were characterized by mesoscale eddies and jets. The wind regime had a great influence on the formation of circulation due to the shallowness of the area. Under the influence of the south-west wind, acting from 14th to 18th of September, the main direction of surface currents was the eastern.

An anticyclonic eddie with a radius of about 15 km in the Kalamitsky Bay was reconstructed in the upper 30-meter layer, intensification of currents near cape Tarkhankut to 30 cm/s on the upper horizon was noted, a cyclonic eddy with a radius of about 10 km was generated in a layer of 10–20 m km near the city of Evpatoria. Under the influence of the northern and northeastern winds, acting from 19th to 24th of September, the main direction of surface currents was the western, the circulation features (cyclonic eddies with a radius of about 15 km) were formed, associated with the meandering of the Rim Current along the depth dump. We also note the intense current near the city of Sevastopol (with a maximum speed on the upper horizon of up to 40 cm/s) directed northward, which was observed on 22nd and 23rd of September.

According to measurement data and satellite images, cold water rise was observed on 22nd and 23rd of September in the southern part of Kalamitsky bay, due to the action of the north and north-east winds with rise to the surface of water with a temperature below 14°C , which was proved by the results of numerical calculation. The distribution of cold waters was observed in the model temperature fields from 21st of September.

The study was carried out with the financial support of the Russian Foundation for Basic Research and the city of Sevastopol of the research project No. 18-45-920019.

Анализ циркуляции у берегов западного Крыма и в районе Севастополя с усвоением данных наблюдений температуры и солёности

Евстигнеева Н.А., Демышев С.Г.

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
E-mail: naevstigneeva@yandex.ru, demyshev@gmail.com

Восстановление близкой к реальности пространственно-временной структуры циркуляции в районе западного побережья Крыма и г. Севастополя позволяет определять области генерации мезо- и субмезомасштабных вихрей и пространственно-временную структуру струйных течений, что важно при решении задач, связанных со строительством прибрежных и портовых сооружений, навигацией, добычей полезных ископаемых.

Данное исследование посвящено анализу результатов численного моделирования прибрежной циркуляции Черного моря на основе ассимиляции в гидродинамической модели данных измерений температуры и солёности. На основе гидродинамической модели и данных наблюдений по температуре и солёности на НИС «Эксперимент» 2007 г. реконструированы поля температуры, солёности, уровня и скорости течений в прибрежной области Черного моря (у берегов западного Крыма и в районе Севастополя) с высоким разрешением (1,6 км по горизонтали и 30 горизонтов по вертикали). В качестве инструмента исследования выбрана z-координатная трехмерная нелинейная модель Черного моря, которая была разработана в Морском гидрофизическом институте и адаптирована к условиям прибрежной зоны.

Для реализации процедуры усвоения данных натуральных наблюдений использовалась упрощенная процедура четырехмерного анализа, основанная на методике последовательной оптимальной интерполяции, когда ковариационные функции полей температуры и солёности рассчитывались в предположении однородности и изотропности. Из анализа статистической структуры полей (вычисления пространственных корреляционных функций полей температуры и солёности) был определен радиус корреляции ~20 км. Ковариационные функции термохалинных полей аппроксимировались функцией экспоненциального типа $\exp(-\lambda [(x-x')^2 + (y-y')^2])$, где λ – размерный параметр (равный $0,016(\Delta x)^{-1}$, выбранный на уровне значения корреляционной функции 0,1).

В период 16 – 22 сентября 2007 г. Морским гидрофизическим институтом на НИС «Эксперимент» была проведена комплексная экспедиция с целью исследования океанологических процессов в конце периода летнего прогрева – начале периода осеннего выхолаживания. Забортные работы выполнялись с применением СТД-зонда ШИК-1 (шельфовый измерительный комплекс), оснащенного кассетой пластмассовых батометров с разрешением 0,5 м по вертикали. В данном исследовании используются ее экспериментальные данные по температуре и солёности в прибрежной области Черного моря, включающей западное побережье Крыма и северо-западный шельф. Максимальная глубина, до которой проводились зондирования, изменялась от 5 до 300 м, число станций – 44. Координаты всех станций, где были проведены измерения температуры и солёности были соотнесены с расчетной модельной сеткой и данные подготовлены для последующей ассимиляции в гидродинамической модели. Данные были сгруппированы по восьми дням и усвоение проводилось раз в сутки: 16 сентября – 3, 17 сентября – 7, 18 сентября – 8, 19 сентября – 7, 20 сентября – 4 и 22 сентября – 15 станций. Таким образом, до моментов поступления данных наблюдений термохалинные поля прогнозировались по уравнениям модели. В моменты ассимиляции осуществляется коррекция полей температуры и солёности, учитывая радиус корреляции.

Расчетная область была расположена между меридианами 28,5 и 33,5° в.д., с открытой южной границей, соответствующей параллели 44,4 с.ш. (учитывался уточненный рельеф дна с разрешением ~1,6 км). Численные эксперименты проведены с пространственным разрешением ~1,6 км. Шаг по времени выбран 30 с. Выбор коэффициентов турбулентной вязкости и диффузии по горизонтали ($\nu_H = 5 \cdot 10^5 \text{ см}^2/\text{с}$, $\kappa_H = 5 \cdot 10^5 \text{ см}^2/\text{с}$) проводился на основе серии специализированных численных экспериментов. Общее время интегрирования уравнений модели – 10 дней (с 14 по 24 сентября 2007 г.). По вертикали горизонтальные составляющие скорости течений, температура и солёность рассчитывались для 30 горизонтов: 1; 3; 5; 7; 10; 13; 16; 20; 25; 30; 36; 42; 48; 55; 65; 80; 95; 120; 150; 200; 300... 1200 м. Вертикальная компонента скорости вычислялась для промежуточных горизонтов. Коэффициенты турбулентного обмена импульсом и диффузии по вертикали рассчитывались в соответствии с аппроксимацией Филандера–Пакановского. Для задания начальных условий задачи и граничных условий на открытой границе области использовались поля течений, температуры, солёности, полученные по модели для всего моря на горизонтальной сетке 5×5 км. При расчетах учитывался сток рек. На поверхности моря каждые сутки задавались поля напряжения трения ветра, потоки тепла, коротковолновой радиации, осадки и испаре-

ния, полученные по данным региональной атмосферной модели “ALADIN”. Из анализа полей ветра, установлено, что в период времени с 14 по 18 сентября преобладал юго-западный ветер с максимальной скоростью до 11 м/с, с 19 сентября – северный и северо-восточный ветры с максимальной скоростью до 8 м/с.

Подробно анализировалась область, расположенная между меридианами 32.2 и 33.8 в.д. и параллелями 44.4 и 45.5 с.ш. Рассчитанные поля течений характеризовались мезомасштабными вихревыми образованиями и струями. В силу мелководности рассматриваемого района большое влияние на формирование циркуляции оказывал ветровой режим. Под действием юго-западного ветра, действующего с 14 по 18 сентября, основное движение поверхностных течений – восточное. В верхнем 30-метровом слое был восстановлен антициклонический вихрь с радиусом около 15 км в Каламитском заливе, отмечено усиление течений у м. Тарханкут до значений 30 см/с на верхнем горизонте, в слое 10–20 м генерировалось циклоническое вихревое образование с радиусом около 10 км вблизи г. Евпатория. В качестве иллюстрации приведем поле течений для 15 сентября на горизонте 10 м (рис. 1а).

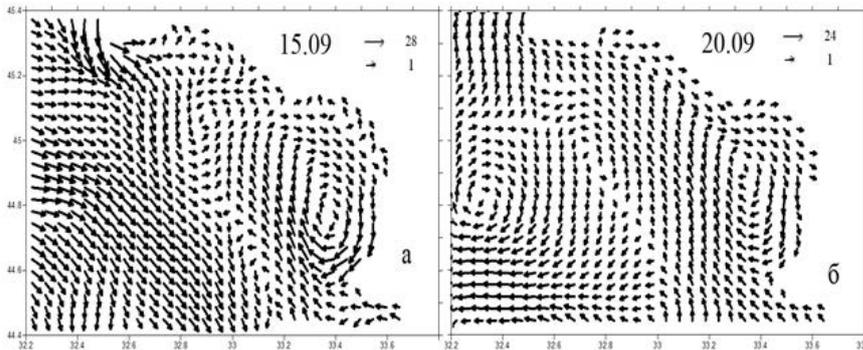


Рис. 1. Поля течений (см/с) на горизонте 10 м 15 и 20 сентября (изображается каждая третья стрелка).

Под влиянием северных и северо-восточных ветров, действующих с 19 по 24 сентября, основное движение поверхностных течений – западное, формировались особенности циркуляции (циклонические вихри с радиусом около 15 км), связанные с меандрированием Основного Черноморского Течения, проходящего вдоль свала глубин. В качестве иллюстрации приведем поле течений для 20 сентября на горизонте 10 м (рис. 1б).

На рис. 2 представлены поля уровня для 15 и 20 сентября, на которых отчетливо прослеживались такие элементы циркуляции как антициклонический вихрь в Каламитском заливе и циклонические вихри в центральной части рассматриваемой области.

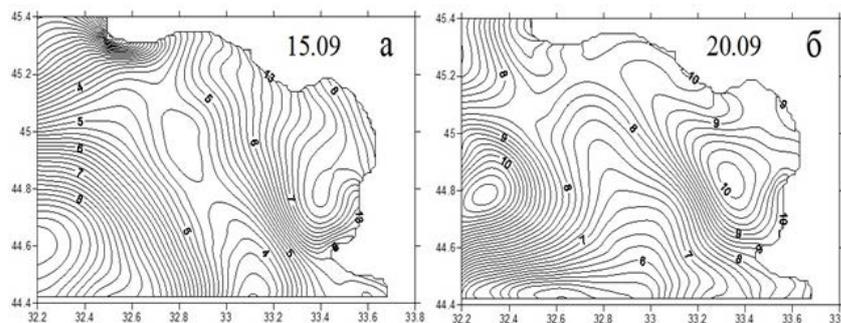


Рис. 2. Поля уровня (см) для 15 и 20 сентября.

Отметим также интенсивное течение вблизи г. Севастополь (с максимальной скоростью на верхнем горизонте до 40 см/с), направленное на север, которое наблюдалось 22 и 23 сентября (рис. 3).

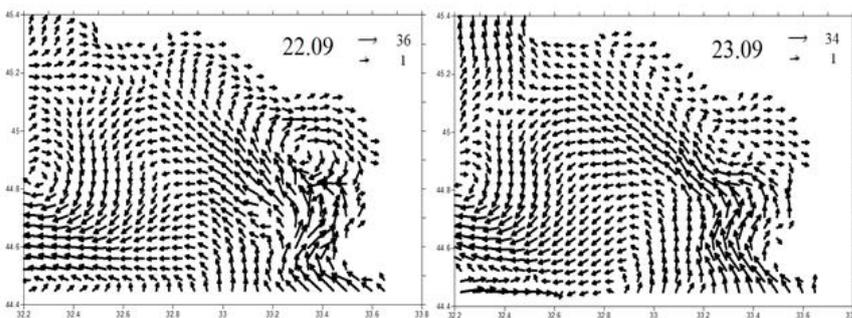


Рис. 3. Поля течений (см/с) на горизонте 10 м 22 и 23 сентября (изображается каждая третья стрелка).

Термохалинные поля в рассматриваемый период изменялись не так интенсивно. Происходило некоторое охлаждение поверхностных вод, которое наиболее ярко проявлялось вблизи м. Тарханкут (температура уменьшилась с 18 до 15 °С). Поля солёности характеризовались максимальными значениями

(17–18 ‰) – вблизи открытой границы. С учетом данных наблюдений формировались зоны более холодной распресненной и теплой соленой воды относительно прилегающих вод.

Согласно данным измерений и спутниковым изображениям, 22 и 23 сентября в южной части Каламитского залива наблюдался подъем холодных вод, обусловленный действием северных и северо-восточных ветров с выходом на поверхность вод с температурой ниже 14°C, что подтверждается результатами численного расчета. По модельным полям температуры прослеживается распространение холодных вод с 21 сентября. На рис. 4а и б представлены восстановленные поля температуры и вертикальной скорости для 22 сентября. Штриховкой отмечены области, соответствующие значениям температуры 10 до 13 °С. Максимальные по модулю значения вертикальной скорости вдоль береговой черты достигали 0,01 см/с (выделены черным цветом).

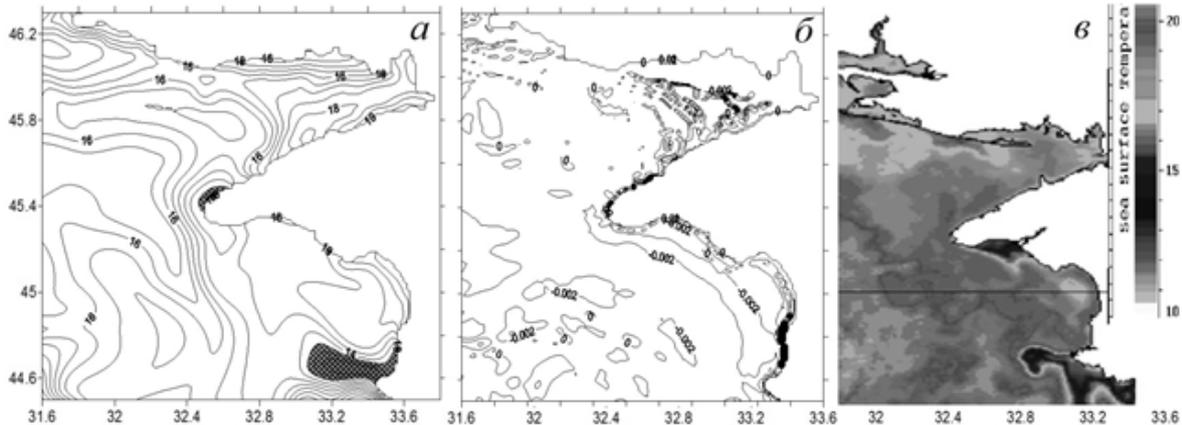


Рис. 4. Поле температуры (°С), вертикальной скорости (см/с) на верхнем горизонте 22 сентября и тепловое изображение поверхности моря, полученное со спутника NOAA 22 сентября.

На основе сравнения результатов двух численных экспериментов по расчету гидрофизических полей без усвоения и с усвоением данных измерений температуры и солёности анализировалось влияние применения процедуры ассимиляции в численной модели на формирование полей течений, температуры и солёности. Учет данных наблюдений мог приводить к некоторым качественным и количественным отличиям в структуре полей (смена направления течений, усиление течений). В качестве иллюстрации приведем рис. 5.

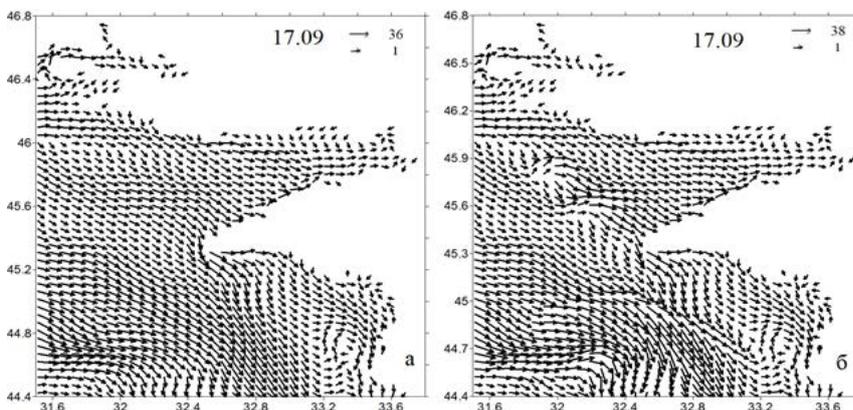


Рис. 5. Поля течений (см/с) на верхнем горизонте 17 сентября: а – рассчитанные без учета данных наблюдений, б – рассчитанные с учетом данных наблюдений (изображается каждая четвертая стрелка).

Анализ модулей среднеквадратических ошибок оценки термохалинных полей и сопоставление вертикального распределения температуры и солёности показали, что ассимиляция данных наблюдений привела к количественным изменениям в структуре полей, в частности, к формированию бóльших градиентов в слое скачка по сравнению с результатами расчета без ассимиляции данных.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и города Севастополь в рамках научного проекта № 18-45-920019.

Анализ характеристик тропопаузы в арктическом регионе

Козлова Л.Ф., Стерин А.М.

Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных, Обнинск, Россия
E-mail: lida_mail@mail.ru, sterin@meteo.ru

Тропопауза – важная часть свободной атмосферы, которая отвечает за процессы обмена между стратосферой и тропосферой по вертикали и многие другие метеорологические и геофизические процессы в атмосфере. Точная информация о характеристиках тропопаузы и ее многолетних изменениях требуется для решения многих научных и прикладных проблем. В особенности, по многолетним изменениям характеристик тропопаузы можно судить о глобальных климатических изменениях. К настоящему моменту, одним из основных источников данных о тропопаузе продолжают оставаться радиозондовые данные.

Настоящая работа основана на использовании массива АЭРОСТАС, содержащего текущие проконтролированные данные радиозондовых наблюдений, собираемые в ФГБУ "ВНИИГМИ-МЦД" по глобальной сети станций. Выполнены расчёты годового хода климатических характеристик тропопаузы (температуры, высоты, давления на нижней границе) для группы длиннорядных станций, расположенных севернее 60° с.ш. на территории РФ за период 1978-2018 гг. Полученные картины годового хода высоты тропопаузы весьма типичны для высоких широт северного полушария, с двумя максимумами и двумя минимумами. Основной максимум высоты тропопаузы наблюдался в середине лета (в августе или июле), вторичный максимум – в январе-феврале, минимумы – в апреле и декабре. Годовой ход температуры тропопаузы характеризовался одним минимумом (в январе) и максимумом (в июне).

Расчитаны традиционные и порядковые статистики метеовеличин на уровне нижней границы тропопаузы. Было определено, что в среднем по всем исследуемым станциям тропопауза наблюдалась на высоте 8-12 км в 80% случаев и более. Наибольшее число случаев высокой тропопаузы (свыше 10 км), и соответственно холодной, было отмечено для станции Петрозаводск. В большинстве случаев значения давления на уровне тропопаузы по всем станциям укладывались в диапазон 400-200 гПа, значения температуры тропопаузы варьируются в диапазоне от -50 до -70 °С для большинства исследуемых станций. Наибольшее число случаев теплой (свыше -40°С) и соответственно низкой наблюдалось на станциях м. Челюскин, о. Хейса и о. Диксон.

Были получены оценки линейных трендов характеристик тропопаузы для каждой из рассмотренных длиннорядных станций территории РФ арктического региона. Тренды высоты геопотенциала на нижней границе тропопаузы для большинства станций являются статистически значимыми положительными. Для станции Мирное было отмечено максимальное положительное значение тренда месячных аномалий высоты на нижней границе тропопаузы – 102,2 ГПМ/10 лет.

Также рассмотрены особенности годового хода трендов. Характер трендов высоты и температуры для нижней границы тропопаузы (полярной) соответствует представлениям о потеплении климата. Результаты расчётов приводятся и обсуждаются.

Analysis of tropopause characteristics in the Arctic region

Kozlova L.F., Sterin A.M.

Russian Research Institute for Hydrometeorological Information – World Data Center, Obninsk, Russia
E-mail: lida_mail@mail.ru, sterin@meteo.ru

Tropopause is the important part of a free atmosphere which is responsible for processes of an exchange between a stratosphere and troposphere on a vertical and many other things meteorological and geophysical processes in an atmosphere. The exact information on tropopause characteristics and its long-term changes is required for the decision of many scientific and applied problems. In particular, on long-term changes of tropopause characteristics it is possible to judge global climatic changes. By now, one of the basic sources of data about tropopause continue to remain radiosonde observations.

The present research is based on use of AEROSTAS data containing current checked data of radiosonde observations, collected in RIHMI-WDC on a global network of stations. Calculations of an annual-variation of climatic tropopause characteristics (temperatures, heights, pressure upon the bottom border) for group the stations with long-period series located North of 60° N on the territory of the Russian Federation for the period

1978-2018 are performed. The received pictures of an annual-variation of height of the tropopause are rather typical for the high latitudes of the Northern hemisphere, with two maxima and two minima. The main maximum height of the tropopause was observed in mid-summer (in August or July), the secondary maximum – in January-February, the lows – in April and December. The annual course of tropopause temperature was characterized by one minimum (in January) and maximum (in June).

Traditional and serial statistics of the meteovalues at a level of the bottom border of tropopause are calculated. It has been certain, that on the average on all investigated stations of territory of the Russian Federation tropopause it was observed at height of 8-12 km in 80 % of cases and more. The greatest number of cases high tropopause (over 10 km), and according to cold, has noted been for station Petrozavodsk. In most cases values of pressure at a tropopause level on all stations kept within a range 400-200 gPa., values of tropopause temperature are in a range from -50 up to -70°C for the majority of investigated stations. The greatest number of cases warm (from above-40 °C) and according to low it was observed at the stations of M. Chelyuskin, O. Hayes and O. Dixon.

Estimates of linear trends of tropopause characteristics for each of the considered long-row stations in the territory of the Russian Federation of the Arctic region were obtained. Trends of the geopotential height at the lower boundary of the tropopause for most stations are statistically significant positive. The maximum positive value of the trend of monthly height anomalies at the lower border of the tropopause – 102.2 GPM/10 years – was noted for The Mirny station.

The features of the annual course of trends are also considered. The nature of the height and temperature trends for the lower boundary of the tropopause (polar) corresponds to the idea of climate warming. The results of the calculations are presented and discussed.

Characteristics of high-altitude jet streams during anomalous weather conditions in the Northern Hemisphere, using the example of July 2018

Durneva E.

A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics, Moscow, Russia
Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia
E-mail: djonyap@mail.ru

Global climate changes and warming accompanied by increasing in the incidence of anomalous weather events [1]. Especially dramatic changes occurs in the Arctic regions. The average surface air temperature in the Arctic grows faster compared with the lower latitudes of the Northern Hemisphere [2]. The area of ice covered Arctic seas is decreasing, and record lows have reached in the last decade [3]. Changes in the general circulation of the atmosphere are noted and, in particular, characteristics of high-altitude jet streams, which influence on the formation of weather conditions and is associated with such phenomena as blockings [4].

In this paper the anomalous weather conditions on July 2018 over the Europe, European part of Russia are considered. To analyze the characteristics (intensity, form, position relative to the North Pole) of jet streams in the polar area and mid-latitudes of the Northern Hemisphere were constructed the surface weather charts and constant pressure altitude charts of isobaric surfaces 300 and 400 hPa levels with selected jet stream zones. The month and daily means reanalysis ECMWF, Era-Interim with spatial resolution $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ for July 2018 were used. During the period the weakening and more meridional form of jet stream over the Barents Sea was prevailed and its position was fixed near the North Pole. All this characteristics were influenced to formation the blocking over the north part of Scandinavian Peninsula and the central coast of the Barents Sea with further hot summer in these regions.

Характеристики высотных струйных течений при аномальном поведении погоды в Северном полушарии, на примере июля 2018 года

Дурнева Е.А.

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия
Арктический и Антарктический НИИ, Санкт-Петербург, Россия
E-mail: djonyar@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Глобальное изменение климата и потепление сопровождаются увеличением случаев аномальных погодных явлений [1]. Особенно драматические изменения происходят в арктических регионах. Средние показатели приземной температуры воздуха в Арктике растут быстрее по сравнению с более низкими широтами Северного полушария [2]. Площадь льда арктических морей сокращается, и за последнее десятилетие достигало рекордно низких значений [3]. Отмечаются изменения в общей циркуляции атмосферы, в особенности в характеристиках высотных струйных течений, имеющих значительное влияние в формировании погодных условий, и связанных с такими явлениями как блокинг [4].

По определению Всемирной метеорологической организации (ВМО) струйное течение – это сильный узкий поток с почти горизонтальной осью в верхней тропосфере или стратосфере, характеризующийся большими вертикальными и горизонтальными сдвигами ветра и со скоростью на оси больше 30 м/с (108 км/ч). В высоких и умеренных широтах струйные течения связаны с планетарными высотными фронтальными зонами (ПВФЗ), существование которых определяется наличием в их области главных фронтальных разделов – арктического и полярного фронтов и имеющие существенное значение для развития атмосферных процессов [5]. Струйные течения сопутствуют образующимся в атмосфере барическим образованиям (циклонам, антициклонам, высотным ложбинам и гребням). Вместе с ними течения усиливаются или размываются в пределах всего Земного шара. Антициклоническая периферия струйного течения расположена справа от поверхности, проходящей через горизонтальные оси струйного течения на всех поверхностях, т. е. часть, обращенная в сторону высокого давления, циклоническая периферия, наоборот, слева, в сторону низкого давления.

В данной работе для анализа характеристик (интенсивности, формы, положения относительно Северного полюса) высотных струйных течений в полярных и умеренных широтах Северного полушария были построены карты приземной погоды и высотные карты изобарических поверхностей для уровней 300 и 400 гПа с выделенными зонами струйных течений.

СИНОПТИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ ИЮЛЯ 2018 ГОДА И ХАРАКТЕРИСТИКИ СТРУЙНЫХ ТЕЧЕНИЙ

В настоящем исследовании представлен анализ синоптической ситуации и струйных течений в июле 2018 года. Как видно на рис. 1 этот месяц был отмечен аномально высокими значениями температуры воздуха в странах Скандинавии, температурами выше нормы в регионах России, а в странах южной Европы выпадали интенсивные осадки.

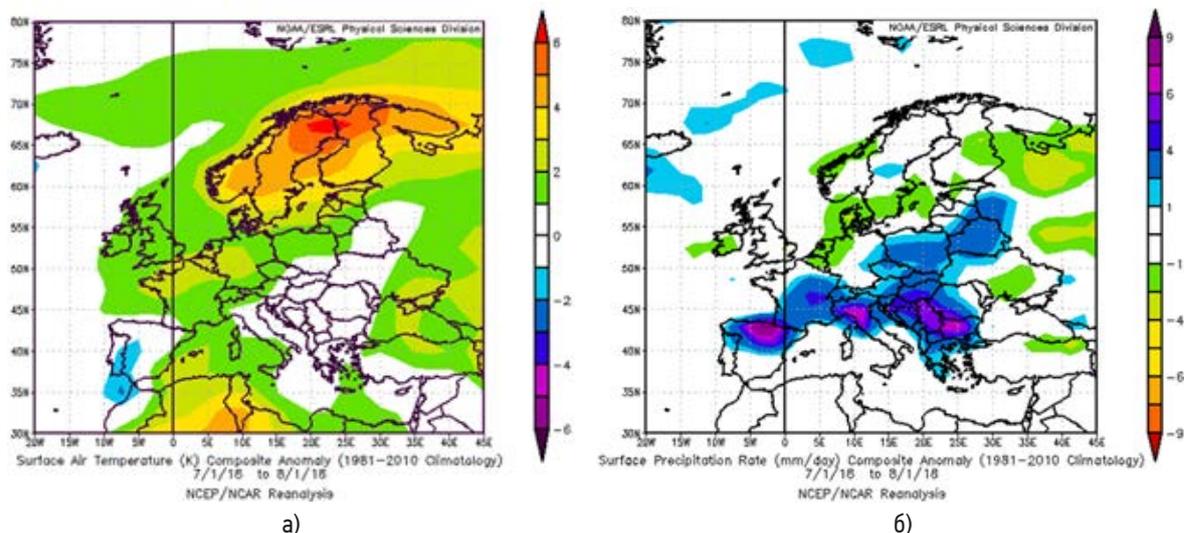


Рис. 1. а) Аномалия приземной температуры воздуха, °К и б) интенсивности выпадения осадков, мм/день по данным реанализа NCEP/NCAR, июль 2018 г.

Для построения карт абсолютной топографии были выбраны поверхности 300 гПа, где обычно прослеживаются течения умеренных широт на высотах 9-12 км, и широтах 45°-65° с.ш., и 400 гПа, для арктических струйных течений, располагающихся на высотах примерно 6-8 км, севернее 65° с.ш. Использовались среднемесячные и среднесуточные данные реанализов ECMWF, Era-Interim для июля 2018 года с разрешением 0.75°×0.75°.

На рис. 1 построены: а) значения аномалии приземной температуры воздуха, °К и б) интенсивности выпадения осадков, мм/день по данным реанализа NCEP/NCAR в июле 2018 г. В странах Скандинавского полуострова отмечались температуры выше нормы на 5° и выше, как видно на рис. 1а, а страны южной Европы, как отображено на рис. 1б, отметились интенсивными осадками, местами, превышающими значения 8 мм/день.

Погода в июле над большей частью Европейской территорией России (ЕТР), Европы и в особенности странами Скандинавии определялась влиянием барического гребня, распространявшегося с юго-запада от Азорского антициклона, и сформировавшимся местным антициклоном и усиливающимся ко второй половине месяца у побережья Баренцева моря и севером ЕТР. Эта ситуация воспроизведена на рис. 2 изобарами среднемесячного поля давления, наложенных на карту среднемесячной температуры воздуха.

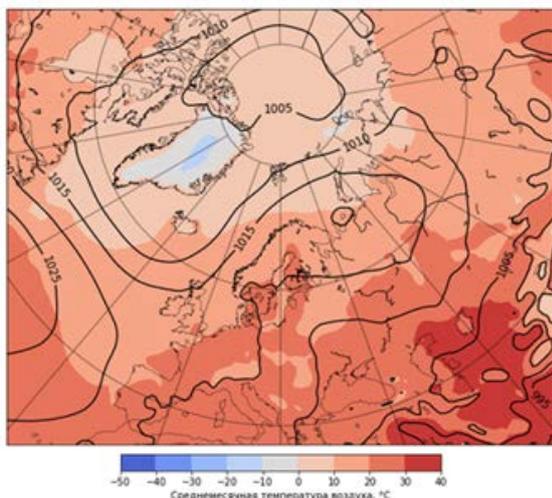


Рис. 2. Среднемесячное поле приземного давления, гПа и температуры воздуха, °С, июль 2018 г.

Антициклон с центром над Баренцевым морем можно отнести к блокирующему, основные характеристики которого способствовали приостановлению движения западного потока на протяжении длительного времени, увеличению температур воздуха и дефициту осадков в регионе. Основная причина образования блокирования (или блокингов) – неустойчивость струйного течения [6]. Положение арктического струйного течения относительно Северного полюса может явиться причиной образования блокинга на антициклональной стороне течения [4]. В июле положение высотной фронтальной зоны, а также арктического струйного течения, отмечалось со

смещением в сторону полюса в районе северной акватории Баренцева моря, что повлияло на развитие барического гребня Азорского антициклона до севера Скандинавии, формированию и усилению антициклона над Баренцевым морем. Положение высотной фронтальной зоны явно выделяется на рис. 3а над северной акваторией Баренцева моря, в виде сгущения изогипс и смещением в сторону полюса, в которой в течение рассматриваемого периода отмечалась зона арктического струйного течения, представленная на рис. 3б.

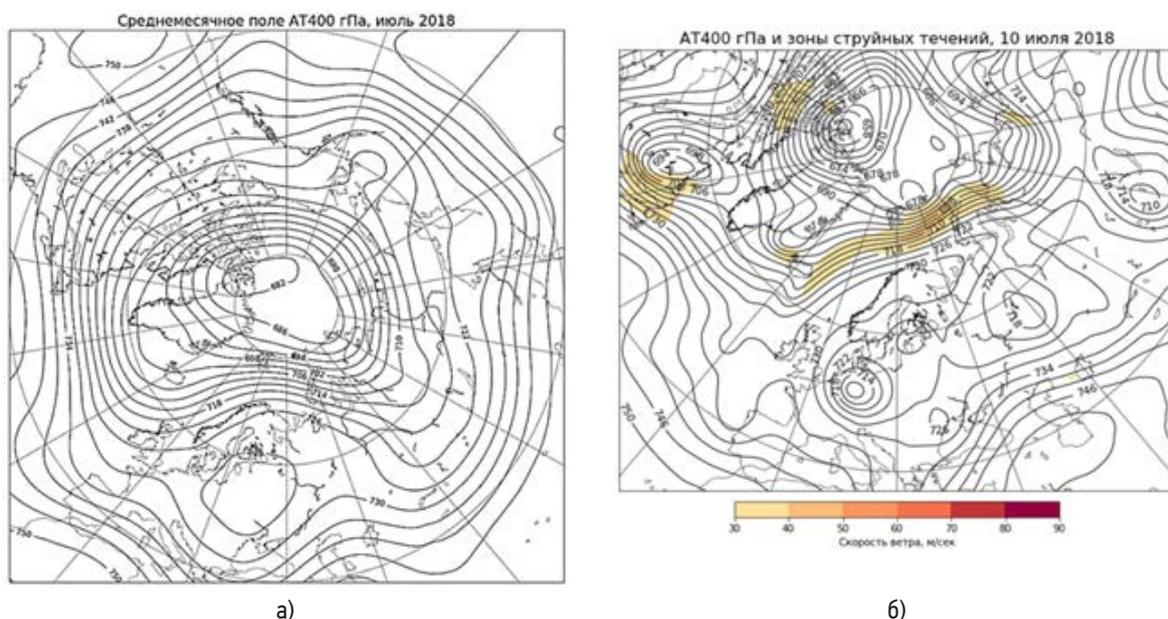


Рис. 3. а) Высотная фронтальная зона над северной акваторией Баренцева моря, среднемесячное поле АТ400 гПа, июль 2018 г.; б) положение арктического струйного течения на карте АТ400 гПа, 10 июля 2018 г.

Другая характеристика струйных течений – интенсивность. В работах различных авторов отмечается ослабление скорости струи за последние годы [7]. Основная причина – уменьшение температурного градиента в направлении от экватора к Северному полюсу, в свою очередь приводящему к уменьшению термической составляющей геострофической скорости ветра. Преобладание меандрированных (более извивающийся) струйных течений связано с ослаблением зонального ветра верхних уровней тропосферы и преобладанием меридиональной составляющей потока.

В течение исследуемого периода времени скорость ветра в области струйного течения на высоте около 7 км, на картах АТ400 гПа, преобладала от 30 до 50 м/с, при максимальных скоростях способных достигать 100 м/с; на высоте около 9 км, на картах АТ300 гПа, не превышала 60 м/с, при максимальных до 130 м/с.

Высокоамплитудные атмосферные волны, сформировавшиеся по причине слабоинтенсивного струйного течения, также, как и положение относительно Северного полюса, способствовали формированию блокинга на антициклональной стороне. Ко второй половине месяца над севером Скандинавии и побережьем Баренцева моря сформировался высокий, малоподвижный антициклон с последующими положительными аномалиями приземной температуры воздуха, пожарами и засухами, но с интенсивными дождями в южной части Европы, по причине прохождения циклонов по траекториям к югу от блокирующего антициклона. На карте АТ400 гПа, представленной на рис. 4а, явно выделяется меандрированная структура струйного течения и высокий антициклон с центром над Финляндией, та же ситуация сохраняется на карте АТ300 гПа, на рис.4б, с незначительным усилением скорости ветра на оси струи над акваторией Атлантического океана. В дальнейшем такие блокирующие антициклоны с центром в районе морей на приземной карте могут значительно повлиять на распределение планетарных волн в тропосфере, вызывая вертикальное распространение в стратосферу и, благодаря усиленным турбулентным потокам тепла, задерживать там высокую температуру дольше обычного [8].

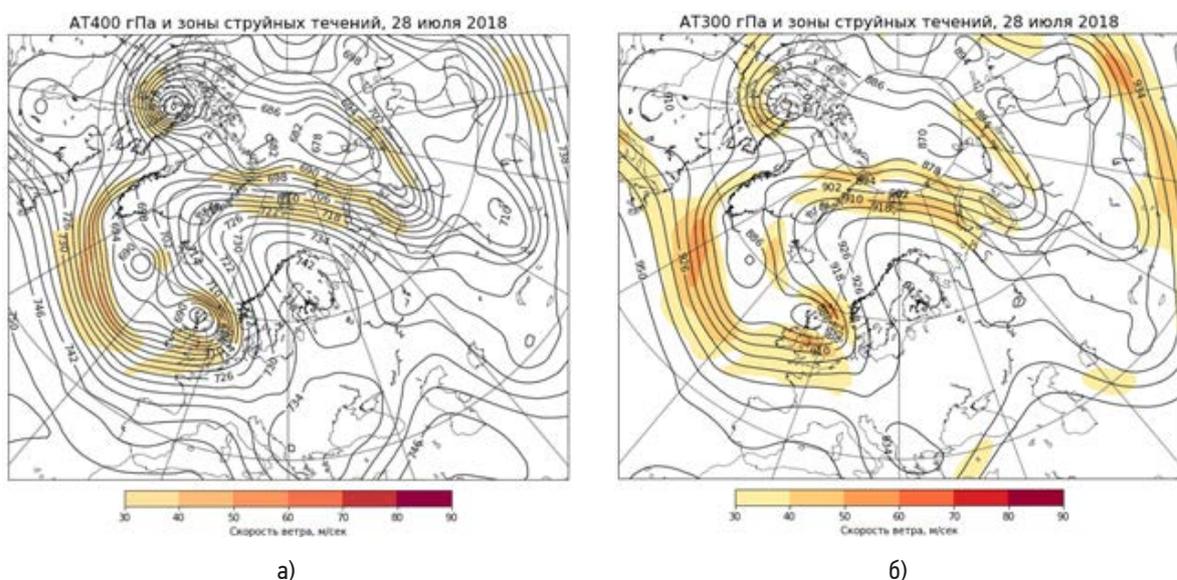


Рис. 4. Анализ высотных карт и зон струйных течений за 28 июля 2018 г. а) АТ400 гПа и б) АТ300 гПа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе представлены характеристики высотных струйных течений при формировании блокирующего антициклона с дальнейшим проявлением погодных аномалий в июле 2018 года. Потепление в Арктике продолжает оказывать влияние на крупномасштабные процессы в более высоких слоях тропосферы. Ослабление температурного градиента между экватором и Северным полюсом приводит к ослаблению термической составляющей скорости ветра, замедлению и меандрированию струйных течений, в свою очередь способствующих формированию блокингов и далее нарушению западно-восточного переноса. Тем самым, изменения в циркуляции атмосферы, формирующиеся под влиянием блокирующих антициклонов, в дальнейшем могут стать причиной аномального проявления, таких опасных явлений, как продолжительные засухи, наводнения и т.д.

Литература:

1. Информационный бюллетень. Изменение климата [Электронный ресурс] http://www.meteorf.ru/upload/iblock/6bd/Izmenenie_klimata_N65_FebMar_2017.pdf.
2. Huang J., et al. Recently amplified arctic warming has contributed to a continual global warming trend // *Nature Climate Change*. 2017. V.7, P. 875–879.

3. Alexeev V.A., Walsh J.E., Ivanov V.V., Semenov V.A., Smirnov A.V. Warming in the Nordic Seas, North Atlantic storms and thinning Arctic sea ice // *Environ. Res. Lett.* 12 (2017) 084011 <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aa7a1d>.
4. Davini P., Cagnazzo C., Fogli P.G., Manzini E., Gualdi S., Navarra A. European blocking and Atlantic jet stream variability in the NCEP/NCAR reanalysis and the CMCC-CMS climate model // *Clim. Dyn.* (2014) 43:71–85 DOI 10.1007/s00382-013-1873-y.
5. Воробьев В.И. Струйные течения в высоких и умеренных широтах / Ленинград: Гидрометеорологическое изд-во. 1960. 234 с.
6. Rex D.F. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate // *An aerological study of blocking action (1950)* <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1950.tb00331.x>.
7. Jennifer A Francis and Stephen J Vavrus. Evidence for a wavier jet stream in response to rapid Arctic warming // *Environ. Res. Lett.* 10 (2015) 014005 doi:10.1088/1748-9326/10/1/014005.
8. Nishii, K., Nakamura, H., Orsolini, Y. J. Geographical dependence observed in blocking high influence on the stratospheric variability through enhancement and suppression of upward planetary wave propagation // *Journal of Climate*. 2011. V.24, P. 6408–6423.

Characteristics of clouds with vertical development on days with hail over the south-east of Western Siberia

Nechepurenko O.E., Volkova M.A., Gorbatenko V.P., Kuzhevskaja I.V., Chursin V.V.

National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

E-mail: o.e.nechepurenko@gmail.com, ivk@ggf.tsu.ru

Since the hail events have a dimension ten times smaller than the distances between weather stations where observation is, their spatial distribution patterns and temporal variations are difficult to estimate. Currently satellite methods to identifying convective systems generating thunderstorms and hail are being actively progressed, which makes it possible to inquire into the physical characteristics of atmospheric profiles and likely will allow carrying out particular monitoring of the analyzed hazardous convective phenomena.

We have analyzed the periodicity of convective hazards in the study area (74–94 °E, 50–62 °N) using information from WAREP database (Weather Reports). Within summer period the atmosphere state has been studied on days when hail events were recorded at weather station area and information was taken from upper-air soundings conducted at 0000 and 1200 UTC over the years: 1995–2018 (access to data: <http://www.weather.uwyo.edu>).

In general the study area is not a territory subject to frequent hailfalls. Hail recorded by technical officer (observer) at particular weather stations is quite rarely in the study area and equal 1–4 days per season. In general, hail can be observed 5–10 days per year across the territory of the south-east of Western Siberia. Nevertheless, the damage caused to economic entities is large enough, and timely forecast of an extreme convective phenomenon is the most urgent task. For example, in June 2018, the hailfall caused about \$1.5 million loss. The main wastage fell on the agricultural sector and was characterized by crop damage.

Synoptic conditions for the formation thunderstorms with hail in the south of Western Siberia are most often associated with the passage of cold catafronts and occluded fronts. Along with frontal thunderstorms (including cases of concomitant hail), which constitute more than 80%, in the summer months the proportion of air-mass thunderstorms producing dangerous convective phenomena increases. This is facilitated, primarily, by the increasing frequency of prolonged heat waves, during which the underlying surface is heated to temperatures above 30–35 °C. It has been ascertained that in convective clusters formed along occluded front, there can simultaneously exist several convective cells capable of producing hail.

It is important to say that the frequency of the number days with hail per season is comparable to or exceeds the largest number of days with hail recorded from 1936 to 1965. Pursuant to the climate reference books, hail was not observed in those years at night and morning, whereas in the period from 2015 to 2018, night and morning hailfalls were observed 9 times or 5% of all cases.

In total, 306 cases of hailfalls were recorded in the area of weather stations located within study area in the period from 2015 to 2018. Of these, in 55% of cases hailstone size did not exceed 5 mm, in 35% – 6–10 mm and in 10% of cases the hailstone size surpass 10 mm. Hailstone more than 16 mm was recorded in 13 cases (2018 – 8 times, 2016 – 2, 2015 – 3).

In 80% of cases a hailfall (10 mm or less) lasts up to 10 minutes; hailstones more than 10 mm fall more than 10 minutes in 25% of cases, as a result a hail layer up to 10–15 cm is formed.

The satellite remote sensing data allow clarifying the nature of convective clusters forming hailfall. Along with the cloudiness of the cold fronts, such clusters are seen on occlusion conveyor belt type and air-mass me-

mesoscale convective systems. Moreover, the total area occupied by hail formation has become noticeably larger, with the result that cases of simultaneous hail precipitation in areas of 500–600 square kilometers have appeared.

Comparison of the characteristics of hail under contemporary climate change (as compared with the period 1936–1965) revealed a tendency toward double the number of days with a prolonged hail (30–60 minutes), as well as hailstones of 10 mm and more.

Оценка условий формирования градовых процессов на юго-востоке Западной Сибири

Нечепуренко О.Е., Волкова М.А., Горбатенко В.П., Кужевская И.В., Чурсин В.В.

Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск, Россия
E-mail: o.e.nechepurenko@gmail.com, ivk@ggf.tsu.ru

Опасные конвективные явления, к которым относятся ливни, грозы, град и шквалы, наносят ощутимый ущерб экономике. Для уточнения прогноза этих явлений давно и активно используются данные метеорологических радиолокаторов и спутников. Однако объединенная сеть радиолокационных исследований атмосферы в Сибири пока не сформирована, а методы спутниковой идентификации грозовой облачности находятся на стадии разработки.

Изучение параметров конвективной облачности, продуцирующей опасные конвективные явления в разных географических районах, способствует не только улучшению региональных прогнозов погоды, но и пониманию физических процессов, происходящих в таких облаках при формировании в них грозы и града.

Целью исследования является оценка пространственной и временной структуры градовых процессов, а также характеристик конвективно-неустойчивого слоя (КНС), включая его температурно-влажностного строения над территорией юго-востока Западной Сибири в дни с зарегистрированным градом.

В качестве информационной базы были использованы аэрологические данные о состоянии атмосферы в дни с градом за сроки 00 и 12 часов всемирного скоординированного времени (BCV) с аэрологических станций Новосибирск и Колпашево за 1995–2018 гг. (<http://www.weather.uwyo.edu>), данные штормовых телеграмм. Кроме этого привлекались продукты 06_L2 радиометра MODIS KA Terra (<https://modis-atmos.gsfc.nasa.gov>), алгоритм формирования Cloud Top Height и Cloud Top Temperature основан на использовании каналов 7.175–7.475 μm (Cirrus Clouds, Water Vapor), 8.400–8.700 μm (Cloud Properties) и 10.780–14.385 μm (Cloud Top Height) описан в [1]. MODIS относится к гиперспектральным радиометрам. Съемка выполняется в полосе 2330 км одновременно в 36 спектральных зонах видимого, ближнего, среднего и теплового инфракрасного диапазонов с пространственным разрешением 250, 500 и 1000 м и радиометрическим разрешением – 12-бит на канал.

В пределах исследуемого района (50–62 °с.ш., 74–94 °в.д.) по климатическим данным град, регистрируемый наблюдателями на отдельных метеорологических станциях, выпадает довольно редко – 1–4 дней за сезон. В целом, по территории юго-востока Западной Сибири град может наблюдаться 5–10 дней в году. Тем не менее, ущерб, причиняемый хозяйственным субъектам, достаточно велик, и наличие заблаговременного прогноза опасного конвективного явления является актуальной задачей. Например, в июне 2018 года град, выпавший на исследуемой территории, причинил ущерб около 1,5 млн долларов. Основной ущерб пришелся на агросектор и носил характер повреждения посевов.

Известно, что на территории юга Западной Сибири синоптические условия формирования гроз с градом чаще всего связаны с прохождением холодных катафронтов и фронтов окклюзии. Наряду с фронтальными грозами (включая случаи сопутствующего града), которые в исследуемом регионе составляют более 80%, в летние месяцы увеличивается доля внутримассовой облачности, продуцирующей опасные конвективные явления. Этому способствуют, в первую очередь, участвовавшие продолжительные волны тепла [2–3], при которых происходит прогрев подстилающей поверхности до температур свыше 30–35 °С. Участились случаи практически одновременного выпадения града в 2–4 пунктах на территориях площадью 500–600 км². В более ранних исследованиях случаев одновременного выпадения града в нескольких пунктах, фиксировалось только вдоль линий холодных фронтов [4].

За рассмотренный период повторяемость числа дней с градом за сезон сравнима или превышает наибольшее число дней с градом, зарегистрированное в период с 1936 по 1965 годы. Согласно данным климатических справочников, град в те годы не отмечался в ночные и утренние часы, тогда как в период с 2015 по 2018 ночной и утренний град наблюдался в 5% случаев (9 раз).

На исследуемой территории за период 2015–2018 гг. в районе метеорологических станций было зафиксировано 306 случаев выпадения града. Из них в 55% случаев диаметр града не превышал 5 мм, в

35% – 6–10 мм и в 10% случаев диаметр града превышал 10 мм. Град диаметром более 16 мм зафиксирован в 13 случаях, из них в 2018 – 8, в 2016 – 2, в 2015 – 3. Повторяемость продолжительности выпадения града менее 10 минут отмечалась в 83% случаев, при этом в 55% случаев град продолжался до 5 минут. Статистическая мода продолжительности составляет 3 минуты при среднем арифметическом значении на территории – 7 минут. Наиболее продолжительный град (от 30 минут до часа) отмечалась в 2% случаев. Следует отметить, что град диаметром менее 10 мм имел, как правило, небольшую продолжительность, лишь в 20% случаев град продолжался более 10 минут. Тогда как град с диаметром более 10 мм уже в 25% случаев продолжался более 10 минут, что часто приводило к формированию на подстилающей поверхности слоя града до 10–15 см.

В таблице 1 приведены характеристики конвективной облачности по данным аэрологического зондирования в дни с градом над территорией юго-востока Западной Сибири.

Таблица 1. Характеристики конвективной облачности в дни с градом.

Характеристика облачного слоя (средние значения)	Колпашево (82°95' в.д., 58°30' с.ш.)			Новосибирск (82°92' в.д., 54°90' с.ш.)		
	июнь	июль	август	июнь	июль	август
Температура конденсации, °С	7,0	11,0	8,0	8,0	12,5	7,0
Нижняя граница облаков, м	1300	1300	1300	1500	1300	1300
Верхняя граница облаков, м	5400	7100	6000	6000	8500	7000
Вертикальная мощность облака, м	4100	5800	4700	5500	7200	5700
Уровень конденсации, гПа	870	870	870	850	850	850

Исследование характеристик облачности показало, что в летний конвективный сезон над территорией Западной Сибири мощность кучево-дождевого облака, продуцирующего град, достигает изобарической поверхности 200 гПа, в то время как по данным более ранних исследований для ЕТР мощность кучево-дождевого облака чаще всего достигает изобарической поверхности приблизительно 300 гПа [5–6].

Уровень конденсации в дни с градом во все месяцы на севере исследуемого региона (58 °с.ш.) находится ниже на 200 метров по сравнению южной территорией (55 °с.ш.), максимальная разность между северной и южной частью достигает 500 метров в августе. Толщина КНС в дни с градом превышает 4 км, увеличиваясь к югу, и в июле может превышать 7 км. Необходимо помнить, что высота верхней границы КНС может превышать вышеуказанные значения, поскольку аэрологическое зондирование атмосферы в сроки максимального развития конвекции в исследуемом регионе не производится.

Пороговые значения температуры воздуха подоблачного слоя, характерные для градовых облаков, изменяются от месяца к месяцу в диапазоне 7–11 °С на севере, 8–12 °С на юге территории исследования. В периоды аномально жаркой погоды чаще формируются крупные градины размером, превышающие 20 мм. Общая площадь конвективных кластеров, формирующих градовые очаги, стала заметно больше, следовательно, появились случаи одновременного выпадения града на теплых полосах вовлечения в окклюзию. В целом, фронт окклюзии отличается большим разнообразием масштабов и не является простым соединением облачных систем холодного и теплого фронтов. Известно, что окклюзирование сопровождается резким увеличением вертикальной мощности облачной системы [7], что связано с конвергенцией в приземном слое. При слиянии холодного фронта второго рода развитие внутри слоистой облачности *Cu cong* и *Cb* вполне типично. Нередко наблюдаются мезомасштабные неоднородности в виде полос, в длину превышающие 300 км, ориентированные к направлению приземной линии фронта.

Кроме того, крупномасштабный поток является фактором, упорядочивающим мезоструктуру полей облаков и осадков. В нижней части циклона располагается несущая полоса, благодаря которой осуществляется вертикальный и горизонтальный перенос теплого влажного воздуха. Над несущей полосой располагается поток ненасыщенного воздуха, возникает дифференциальная адвекция: теплый влажный воздух поступает снизу, а холодный сухой воздух – сверху, стратификация становится неустойчивой, следовательно, развивается конвективная облачность в поле слоистой, называемая «затопленной». В неустойчивом слое формируются ячейки генерации (засеивающий слой), в нем возникают ледяные частицы, которые при выпадении вниз, «засеивают» нижний облачный слой, где кристаллы постепенно вырастают в частицы осадков.

Облачные полосы *Cu cong* и *Cb*, как явные, так и затопленные в слоистой облачности хорошо прослеживаются на снимках радиометров видимого диапазона. В настоящем исследовании были привлечены данные радиометра MODIS в видимом диапазоне в виде стандартной компоновки RGB (1:3:4 каналы) с разрешением 250 м, и облачные продукты Cloud Top Height и Cloud Top Temperature с разрешением 5 км. Использование облачных продуктов позволяет оперативно оценить высоту и температуру верхней границы облачности. В табл. 1 по данным аэрологического зондирования было показано, что

для формирования града на территории Западной Сибири достаточно высоты верхней границы Cb , равной 5500 м, поэтому при использовании облачных продуктов эта информация применялась в качестве основы для выделения области мощных облаков.

В качестве примера на рис. 1 приведен результат спутникового зондирования в день наблюдения самого обширного по территории случая выпадения града за рассматриваемый период – 27 мая 2015 года. Град, сформированный на фронте окклюзии, был зафиксирован на 9 метеостанциях и выпадал в период с 04:12 до 12:22 UTC. Диаметр града составлял 4–5 мм с максимальным размером 8 мм на ст. Бийск. Высота верхней границы облачности (ВГО) достигала 9–10 км, температура воздуха на верхней границе облачности составляла от -55 до -60 °С.

Горизонтальный размер всего конвективного комплекса достигал 150 км по широте и 50 по долготе. Более плотная облачность сосредоточена в зоне конвективного комплекса и достигает размера 50 на 25 км соответственно. Температура этой части комплекса составила -55 °С, значение ВГО – 10–11 км. За время пролета 07:17 UTC конвективный комплекс уменьшился в размерах за 1,5 часа до 100 км по широте и 50 по долготе. Температура ВГО комплекса повысилась до -45 °С, высота ВГО опустилась до 8–9 км. Сократились пространственные размеры очагов града и гроз.

Продолжительность жизни конвективных ячеек, продуцирующих грозу и град, столь коротка, что не позволяет пролетающим над ней спутникам заметить все развитые конвективные ячейки, потенциально опасные с точки зрения развития грозы и града. Тем не менее, информация, полученная с метеорологических спутников, позволяет уточнить физические характеристики таких комплексов над исследуемой территорией. Эти климатические характеристики могут быть использованы в практикуемых методах прогноза [8].

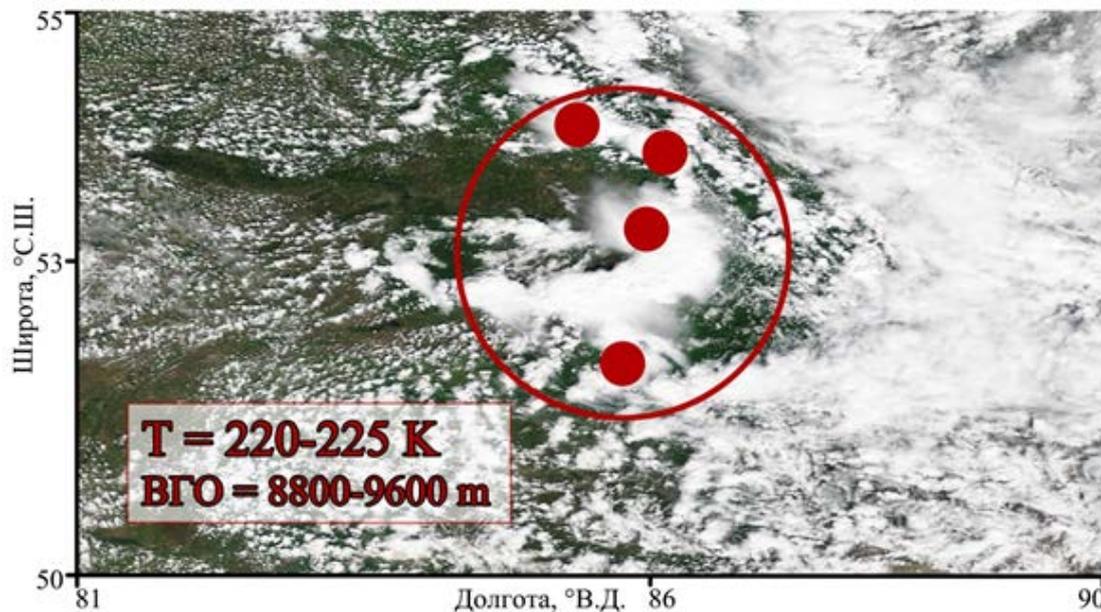


Рисунок 1. Случай с градом 27 мая 2015 года. КА Терра пролет 05:30 UTC. Точками обозначены места выпадения града, зафиксированные с 05 до 06 UTC.

В заключении отметим, что использование спутниковых данных позволяет уточнить природу конвективных кластеров, формирующих градовые очаги. Наряду с облачностью холодных фронтов такие кластеры замечены на теплых линиях вовлечения в окклюзию и внутримассовых мезомасштабных конвективных комплексах.

Сравнение характеристик града в условиях современного изменения климата (по отношению к периоду 1936–1965 гг.) позволило выявить тенденцию двукратного увеличения числа дней с продолжительным градом (30–60 минут), а также с градом большого диаметра (более 10 мм). Также увеличился временной диапазон в суточном ходе выпадения града, к настоящему времени зафиксированы случаи в ночные и утренние часы по местному времени (в 5% всех случаев).

Исследование выполнено в рамках гранта РФФИ № 18-45-700010 p_a.

Литература:

1. Baum B., Platnick S. Introduction to MODIS cloud products. In: *Earth science satellite remote sensing 2006*, Pp. 74–91.
2. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker T.F., D. Qin, G.-K.

Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 p. <http://ipcc.ch/report/ar5/wg1>.

3. Куржеская И.В., Поляков Д.В., Волкова М.А., Барашикова М.А. Температурные волны тепла как отражение изменчивости современных климатических условий жизнедеятельности на территории Томской области // *Экология человека*. №2. 2015. – С.3–9.
4. *Климат России* / под ред. Н.В. Кобышевой. – СПб.: Гидрометеоиздат, 2001. – 658 с.
5. Шметер С.М. *Физика конвективных облаков*. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – 232 с.
6. Sin'kevich A. A., Popov V. B., Tarabukin I. A., et all. *Changes in Cu Characteristics and Precipitation during Cu Merging*. // *Russ. Meteorol. Hydrol.* 2018, 43(8), 506–515, doi: 10.3103/S1068373918080022.
7. Мазин И.П., Шметер С.М. *Облака, строение и физика образования*. Л.: Гидрометиздат, 1983. – 279 с.
8. Brooks H. E., Anderson A. R., Riemann K., et all. *Climatological aspects of convective parameters from the NCAR/NCEP reanalysis*. // *Atmos. Res.*, Vol. 83, 2007. – Pp. 294–305. doi:10.1016/j.atmosres.2005.08.005.

Investigation in the changes of eddy and advective heat fluxes over the southeastern part of Western Siberia

¹Usova E.I., ¹Loginov S.V., ¹Kharyutkina E.V., ^{1,2}Martynova Yu.V.

¹ Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

² Siberian Research Hydrometeorological Institute of Roshydromet, Novosibirsk, Russia

E-mail: kh_ev@imces.ru

Seasonally averaged estimates of advective and eddy heat fluxes and the relative vorticity parameter at the earth's surface were derived for the southeastern part of Western Siberia and particular for the territory of the Tomsk region, based on the daily ERA-Interim reanalysis data with high spatial resolution.

It was established that, in general, in the beginning of the XX century over the whole region a decrease in advective transfer was observed in autumn and in winter, and an increase - in spring and in summer. At the same time, heat fluxes coming to the region from the southern border play a regulating role in these changes.

For eddy heat fluxes, the situation is quiet similar, in general. During the past few years there was a decrease in cyclonic activity and an increase in the anticyclonic circulation type.

It can be assumed that during these periods weather and climatic conditions were formed not only due to the processes of large-scale atmospheric circulation. Probably, the influence of local factors prevailed: the formation of local forms of circulation (cyclones and anticyclones) will contribute to the intensification of convective processes and, as a result, to the associated weather conditions. Therefore, investigation in the climate change of a region, it is very important to take into account local scale circulation processes variability.

This work is partially supported by RFBR and Tomsk region administration, according to the research project No 18-45-703014 r_mol_a.

Исследование изменений вихревых и адвективных потоков тепла на юго-востоке Западной Сибири

¹Усова Е.И., ¹Логинов С.В., ¹Харюткина Е.В., ^{1,2}Мартынова Ю.В.

¹ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

² СибНИГМИ, Новосибирск, Россия

E-mail: kh_ev@imces.ru

Изменение климата в последние десятилетия приводит к росту неблагоприятных и опасных гидрометеорологических явлений [1]. Так, в России число опасных явлений увеличивается ежегодно на 6,3–7% [2]. Из всех федеральных округов наибольшее число опасных явлений в последние годы наблюдается в Сибирском федеральном округе (Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2010 г., 2011) [3]. При этом наиболее часто повторяющиеся опасные явления связаны с ветрами штормовой и ураганной силы (24,5%), а также сильными осадками (15,3%)

[4]. Это явления конвективного происхождения, частота формирования интенсивность которых будет говорить об изменчивости процессов атмосферной циркуляции. Именно сильные ветры и ливни наносят наибольший ущерб на юге округа [4]. Находясь преимущественно на юго-востоке Западной Сибири, большую часть здесь занимает Томская область.

Целью работы является оценка динамики адвективных и вихревых потоков тепла для региона Томской области в конце XX и начале XXI веков.

Исследование потоков тепла проводилось с 1979 по 2018 гг. по среднесрочным данным реанализа ERA-Interim с пространственным разрешением $0,125^\circ \times 0,125^\circ$ по широте и долготе. Методика расчета адвективных потоков подробно описана в [5], а вихревых – в [6]. Была получена временная изменчивость потоков тепла непосредственно для территории Томской области, в целом, и отдельно на каждой ее границы (северная, южная, западная, восточная). Это позволило выявить и оценить преобладающее направление переноса тепла на территорию в каждый сезон. Анализ адвективного и вихревого переноса тепла проводился в слое 1000 – 850 гПа. Перенос тепла в регион и его распределение по территории осуществляется, в том числе и барическими образованиями, поэтому для оценки вихревой активности в регионе рассчитывалась также величина относительной завихренности. Подавление высокочастотного шума осуществлялось низкочастотной фильтрацией с шириной окна 10 лет. Погрешность расчёта определялась через среднеквадратическое отклонение. Проверка нулевой гипотезы при оценке коэффициентов линейных трендов и коэффициентов корреляций проводилась для $\alpha=0,05$ [7].

Получено, что суммарные (приходящие/выходящие потоки со всех границ региона) значения адвективного переноса превышают соответствующие суммарные значения вихревых потоков в 3-5 раз, однако порядок значений этих потоков совпадает, за исключением только выходящих с территории потоков летом и осенью (здесь величина адвективного переноса на порядок выше). В целом, на всей территории Томской области в начале XXI века наблюдается уменьшение адвективного переноса в осенне-зимний период, и рост - в весенне-летний (рис.1).

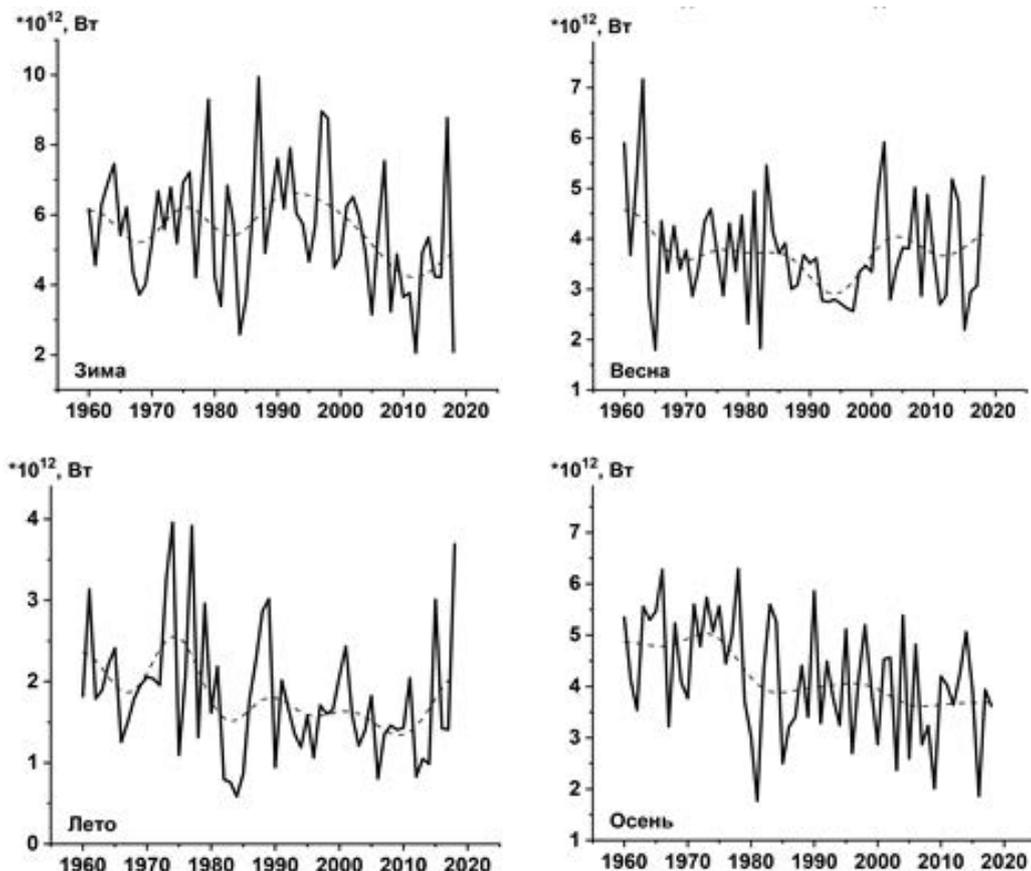


Рисунок 1. Межгодовой ход сезонных значений суммарного адвективного потока тепла, приходящего на территорию Томской области. Пунктир – сглаживание по ФНЧ.

Такие же тенденции характерны и для вихревого переноса тепла, однако не во все сезоны. Так, зимой при уменьшении адвективного переноса, входящего в регион, величина вихревого потока тепла практически не меняется. Также не наблюдается его значимых колебаний и весной при увеличении адвективного потока, выходящего с территории.

При исследовании потоков тепла, входящих и выходящих через каждую грань (границу) территории, можно отметить, что значительно сокращается приток тепла в регион с юга (рис.2).

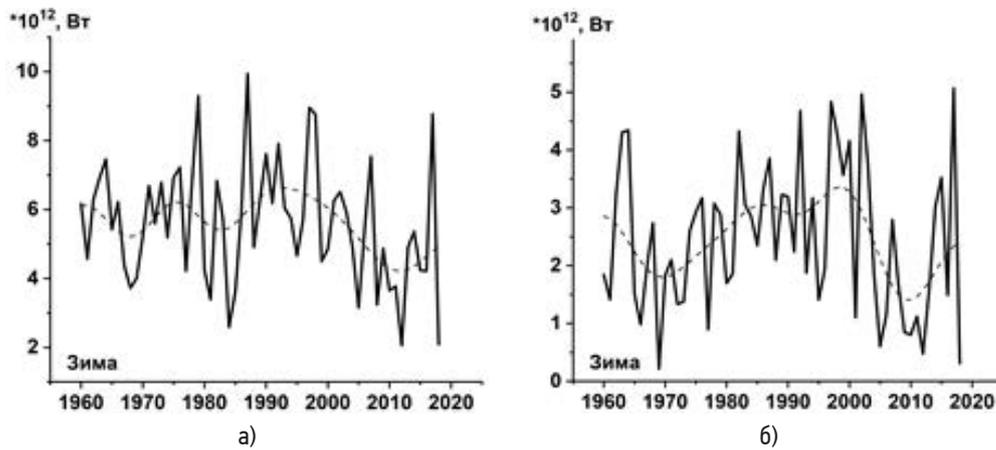


Рисунок 2. Межгодовой ход сезонных значений адвективного потока тепла, приходящего на территорию с юга (а) и уходящего из региона с севера (б). Пунктир – сглаживание по ФНЧ.

При этом, в целом, с начала XXI века уменьшается вынос тепла через северную грань. Однако в последние несколько лет величина адвективного переноса на этих гранях могла значительно (~2 раза) увеличиться. Это выражено преимущественно в зимний сезон. Весной ситуация меняется на обратную: растёт поток тепла с юга и вынос на север региона. В целом, адвективный перенос тепла, приходящий через западную грань, уменьшается, что подтверждает выводы об усилении меридионального типа циркуляции [5]. Осенью растёт адвективный перенос тепла на территорию с севера и уменьшается вынос через восточную грань. Летом практически со всех граней происходит вынос тепла, при этом в восточном направлении выходит холодный воздух, а в северном – тёплый. Приток тепла на территорию наблюдается с юга и запада.

От сезона к сезону ситуация очень похожа и для вихревых потоков тепла (рис.3). Однако, не всегда их тенденции совпадают. Например, осенью на фоне уменьшения адвективного переноса вихревой поток с юга практически не меняется. Также здесь не наблюдается резких изменений их значений в последние годы. С вихревым переносом связан рост притока тепла с севера региона зимой, его увеличение с юга весной и летом, и уменьшение выноса тепла с восточной грани в осенне-зимний сезон.

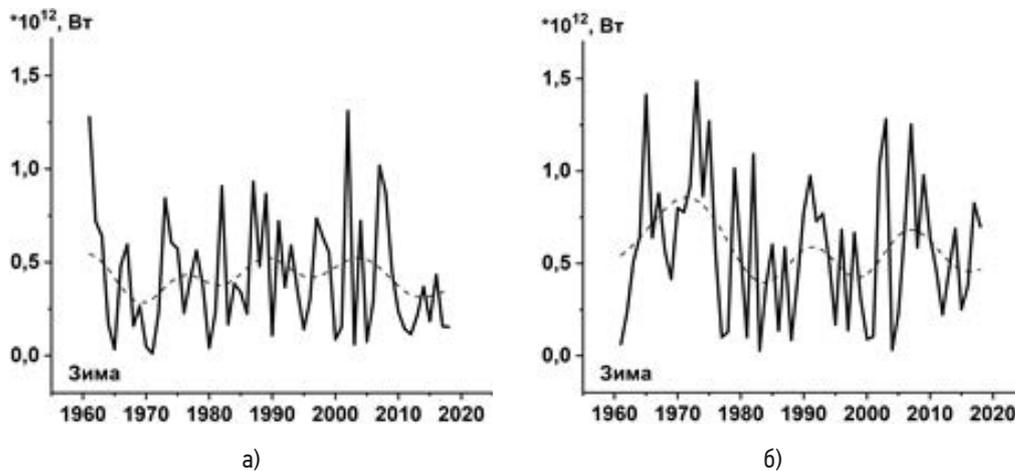


Рисунок 3. Межгодовой ход сезонных значений вихревого потока тепла, приходящего на территорию с юга (а) и уходящего из региона с севера (б). Пунктир – сглаживание по ФНЧ.

Вихревая активность в регионе может быть описана также с помощью величины относительной завихренности. Этот параметр может характеризовать как циклонический (положительные значения), так и антициклонический тип циркуляции (отрицательные значения). Поэтому исследование этой величины позволяет лучше понять и описать динамику отдельных элементов региональной климатической системы, в частности особенности атмосферных процессов. Для региона Томской области был построен межгодовой ход величины относительной завихренности для каждого сезона (рис.4).

Получено, что в последнее десятилетие происходит значительное уменьшение вихревой активности, особенно выраженное в зимний период. Установлено также, что в целом, по региону величины в тропосфере в ~2 раза превышают соответствующие оценки у поверхности земли. В начале XXI века наблюдается большой разброс значений относительной завихренности, при этом, в целом наблюдается тенденция к переходу кривой межгодового хода в область отрицательных значений. Это говорит о том,

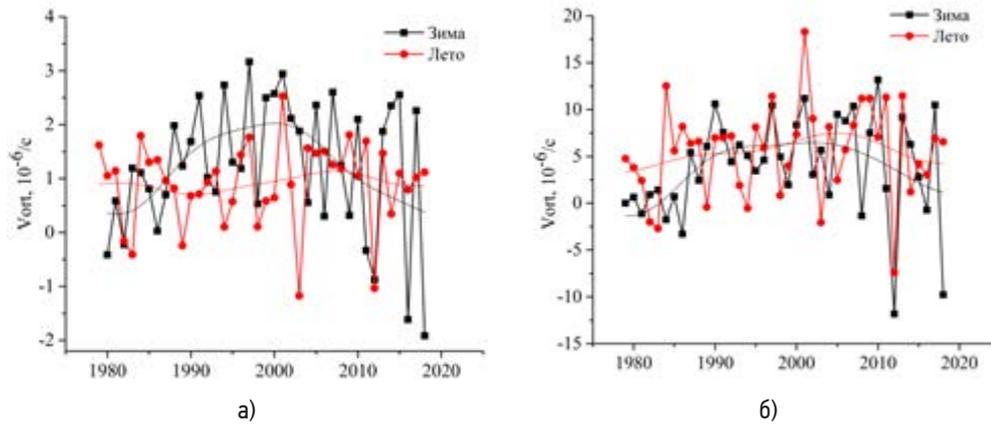


Рисунок 4. Межгодовой ход величины относительной завихренности ($\times 10^{-6}/\text{с}$) по данным реанализа ERA-Interim на уровне 1000 гПа (а) и 500 гПа (б) на территории Томской области. Пунктир – сглаживание по ФНЧ.

что в последние несколько лет происходит уменьшение циклонической активности и усиление антициклонического типа циркуляции. Стоит отметить, что тенденции в изменении этого параметра схожи с полученными для Западной Сибири [8].

Таким образом, для юго-восточной части Западной Сибири, а именно для территории Томской области, были получены среднесезонные оценки адвективных и вихревых потоков тепла и величины относительной завихренности у поверхности земли по данным реанализа ERA-Interim с высоким пространственным разрешением. Установлено, что в целом, на всей территории в начале XXI века наблюдается уменьшение адвективного переноса в осенне-зимний период, и рост - в весенне-летний. При этом регулирующую роль в этих изменениях играет приток тепла в регион с южной границы. Для вихревых потоков тепла ситуация очень похожа, за исключением нескольких случаев. Можно предположить, что в эти периоды погодные и климатические условия формируются не только за счет процессов крупномасштабной атмосферной циркуляции. Вероятно, преобладало влияние местных факторов: формирование местных форм циркуляции (циклонов и антициклонов) будет способствовать интенсификации конвективных процессов и связанных с ними погодных условий. Поэтому при изучении климата региона очень важно учитывать изменчивость процессов циркуляции локального масштаба.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ и администрации Томской области в рамках научного проекта № 18-45-703014.

Литература:

1. Sillmann J., Donat M.G., Fyfe J.C. and Zwiers F.W. 2014. Observed and simulated temperature extremes during the recent warming hiatus. – *Environ. Res. Lett.*, vol. 9, pp. 1-8.
2. Стратегический прогноз изменений климата РФ на период 2010–2015 гг. и их влияние на отрасли экономики. 2005. / Под ред. А.И. Бедрицкого. – М., Росгидромет, 30 с.
3. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2017 год. 2018. – М., 70 с.
4. Евсеева Н.С., Ромашова Т.В. 2011. Опасные метеорологические явления как составная часть природного риска (на примере юга томской области). – *Вестник Томского государственного университета*, № 353, с. 199-204.
5. Усова Е.И., Логинов С.В., Харюткина Е.В. Влияние изменчивости потоков тепла в районе Баренцева моря на температурный режим Западной Сибири в зимний период // *Оптика атмосферы и океана*. 2018. Т. 31. № 08. С. 652-659. DOI: 10.15372/AOO20180809
6. Логинов С.В., Елисеев А.В., Мохов И.И. Влияние негауссовой статистики атмосферных переменных на экстремальные внутримесячные аномалии // *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*. 2017. т. 53 №3. С. 307-317.
7. von Storch H., Zwiers F. W. *Statistical Analysis in Climate Research*. Cambridge University Press Cambridge. 2003. ISBN 0-521-45071-3 484.
8. Kharyutkina E.V., Loginov S.V. Spatio-temporal changes in energetic characteristics of eddy Atmospheric circulation in the troposphere of West Siberia in the end of XX – the beginning of XXI centuries // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science* 190 (2018) 012030 doi:10.1088/1755-1315/190/1/012030

Climatology of the surface-based inversions in the cities of the Arctic zone of the Russian Federation and its impact on air quality

Vorotilova P.G., Konstantinov P.I.

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
E-mail: vorotilova99@mail.ru

Frequent surface-based inversions are a persistent feature of the Arctic climate, in particular, its Russian part. Exactly in this region, during the winter period, the most favorable conditions for temperature inversion's formation are observed. An example of such conditions can be: surface radiation cooling for a long time and domination of the winter anticyclone. Inside the inversion's layer there isn't air mixing so, in the conditions of weak wind, the atmosphere loses its ability to disperse pollutants. Great sources of contaminants in the Arctic are cities with industrial and energy enterprises, in which about 80% of the population live.

Inversions can be detected by using reanalysis, soundings, satellite and contact measurement data. However, neither satellite data nor reanalysis data can be used for studying urban inversions: the resolution is too large to detect them. The radiosonde data allow us to study only elevated inversions, and there are not so many meteorological stations in the Russian Arctic. Thus, the surface-based inversions of the Arctic are poorly understood.

The purpose of this work is the climatological analysis of surface-based inversions in the largest cities of the Russian Arctic and the evaluation of the success of this phenomenon's forecast.

For this purpose, gradient observation complexes, based on the automatic temperature recorder HOBO MX2303 Two External Temperature Sensors Data Logger with sensors at altitudes of 1.5 and 3 meters, respectively, were installed in the cities of Apatity and Nadym. And data, obtained from these complexes, were analyzed. Within each city, a pair of the above-mentioned complexes was installed - directly in the city center and in the background area.

The obtained data allow us to estimate the spatial heterogeneity and frequency of the surface-based inversions depending on the level of anthropogenic transformation of the landscape. These results can later be used as a basis for the formation of environmental policy in the cities of the Arctic zone of the Russian Federation.

Климатология приземных инверсий в городах Арктической зоны РФ и ее влияние на качество воздуха

Воротилова П.Г., Константинов П.И.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
E-mail: vorotilova99@mail.ru

Частые приземные инверсии температуры являются характерной чертой климата Арктики [1], в частности, российской ее части. Именно в этом регионе, в зимний период, наблюдаются самые благоприятные условия для формирования инверсий: длительный период радиационного выхолаживания поверхности (полярная ночь) и господство зимнего антициклона. Внутри инверсионного слоя практически отсутствует вертикальное перемешивание, что, в сочетании с низкими скоростями ветра в областях повышенного давления, способствует накоплению примесей под инверсионным слоем [3]. Мощными источниками загрязняющих примесей в Арктике являются города, в которых расположены промышленные предприятия и предприятия теплоэнергетики и в которых проживает 80% населения Арктической зоны РФ.

Особенно опасными для жителей городов являются приземные инверсии. Они расположены очень близко к земной поверхности, поэтому примеси концентрируются на так называемом «пешеходном уровне» (1-3 метра) и приводят к различным болезням [5], таким, например, как ишемической болезни сердца и болезням дыхательных путей [7].

Инверсии могут быть обнаружены несколькими способами: используются данные баз реанализов (позволяют выделить области повышенных и пониженных значений климатических характеристик температурных инверсий) [2], радиозондирования (позволяют проанализировать вертикальную структуру атмосферы) [4], спутниковые данные (позволяют проводить глобальные исследования, однако имеют ограничения, связанные с получением репрезентативных данных только в условиях безоблачного неба) [4] и данные контактных наблюдений. Однако ни спутниковые данные, ни данные реанализов

не подходят для изучения городских инверсий: разрешение слишком велико для их обнаружения. Данные радиозондирования позволяют изучать лишь приподнятые инверсии, а метеорологических станций в российской Арктике не так уж много (16). Таким образом, приземные инверсии городов Арктики изучены слабо.

Целью настоящего исследования является климатологический анализ приземных инверсий в крупнейших городах российской Арктики и оценка успешности прогнозируемости данного явления.

Для этого были проанализированы установленные в городах Апатиты и Надым комплексы градиентных наблюдений на основе автоматического температурного регистратора НОВО MX2303 Two External Temperature Sensors Data Logger с датчиками на высотах 1.5 и 3 метра соответственно. В пределах каждого города была установлена пара вышеописанных комплексов – непосредственно в центре города и в фоновой зоне.

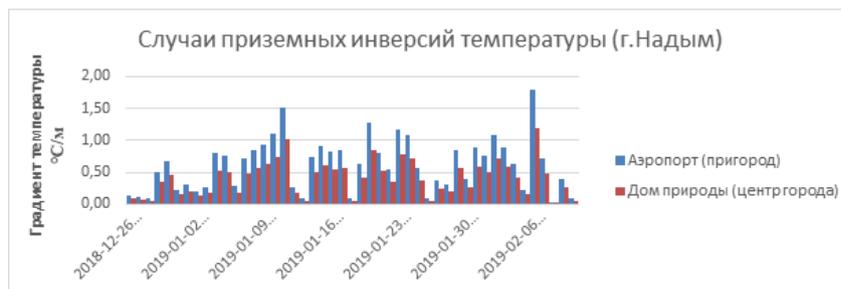


Рис. 1. Соотношение между мощностями приземных инверсий в городе и фоновой зоне на примере г. Надым.

В процессе анализа были рассмотрены связи между изучаемым явлением и островом тепла, синоптической ситуацией. Для анализа последней, в частности, использовался комплексный показатель weather factor [7].

Полученные данные позволяют оценить пространственную неоднородность и повторяемость приземных инверсий в зависимости от степени антропогенной преобразованности ландшафта. Данные результаты могут впоследствии быть использованы как основа для формирования экологической политики в подвергнутых исследованию городах Арктической зоны РФ.

Исследование было выполнено при поддержке проекта РФФИ 18-05-60126.

Литература:

1. Безуглая Э.Ю., Берлянд М.Е //Климатические характеристики условий распространения примесей в атмосфере– Ленинград, Гидрометеоиздат, 1983 - 328с.
2. Ахметшина А.С.//Инверсии температуры воздуха как фактор, влияющий на уровень загрязнения пограничного слоя атмосферы (на примере г.Томска) – Томск, 2015 - 210с.
3. Wolf, T., I. Esau, and J. Reuder //Analysis of the vertical temperature structure in the Bergen valley, Norway, and its connection to pollution episodes, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 2014, 119с.
4. Christian Wetzel and Burghard Brümmer//An Arctic inversion climatology based on the European Centre Reanalysis ERA-40//*Meteorologische Zeitschrift*, 2011, Vol. 20, No. 6, 589-600
5. Zhong, Cai and Bloss //Modelling the dispersion and transport of reactive pollutants in a deep urban street canyon: using large-eddy simulation// *Environmental Pollution*, 2015, vol. 200, no. 42-52.
6. Pavel Konstantinov, Mikhail Varentsov, and Igor Esau. A high density urban temperature network deployed in several cities of Eurasian Arctic. *Environmental Research Letters*, 13(7), 2018. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aacb84>.
7. Качество атмосферного воздуха и здоровье. [Электронный ресурс]. [http://www.who.int/ru/news-room/fact-sheets/detail/ambient-\(outdoor\)-air-quality-and-health](http://www.who.int/ru/news-room/fact-sheets/detail/ambient-(outdoor)-air-quality-and-health)

Анализ нелинейных взаимодействий стационарных планетарных волн

Диденко К.А., Погорельцев А.И.

Санкт-Петербургский Государственный Университет, Российский Государственный Гидрометеорологический Университет, Санкт-Петербург, Россия
E-mail: didenko.xeniya@yandex.com

В стратосфере наблюдается взаимосвязь между изменениями амплитуд стационарных планетарных волн с зональным волновым числом 1 и 2 (СПВ1 и СПВ2), обусловленная нелинейным взаимодействием волна-волна. Чтобы объяснить наблюдаемое поведение амплитуд СПВ, можно рассмотреть нелинейное взаимодействие стационарной планетарной волны с зональным потоком и с СПВ с другими волновыми числами. При таком подходе рассчитываются слагаемые, отвечающие, за взаимодействие волна-волна и волна-средний поток в уравнении баланса возмущенной потенциальной энтропии (1):

$$\frac{\partial \overline{P'^2}}{\partial t} + \frac{\overline{P'u'}}{a \cos \varphi} \frac{\partial P'}{\partial \lambda} + \frac{\overline{P'v'}}{a} \frac{\partial P'}{\partial \varphi} + \overline{P'w'} \frac{\partial P'}{\partial z} + \frac{\overline{P'v'}}{a} \frac{\partial \bar{P}}{\partial \varphi} + \overline{P'w'} \frac{\partial \bar{P}}{\partial z} = \overline{P'Q'}, (1)$$

где P' - возмущение потенциального вихря Эртеля, u' , v' и w' - возмущения зональной, меридиональной и вертикальной составляющей скорости геострофического ветра, Q' является возмущением диабатических источников и стоков. Первое слагаемое в левой стороне уравнения описывает эволюцию волны. Три последующих слагаемых – взаимодействия по типу волна-волна. Последние два описывают изменения возмущения потенциальной энтропии, вызванные взаимодействием волны со средним потоком. Слагаемое в правой части уравнения обозначает изменения в возмущении потенциальной энтропии за счет диабатического нагрева и диссипации в уравнении импульса.

Результаты для уравнения (1) можно получить как с использованием возмущения потенциального вихря Эртеля (в случае отказа от квазигеострофического приближения), так и с использованием q' – возмущение квазигеострофического потенциального вихря (было предложено в работе Smith A.K., 1983). Для правильного описания нелинейных взаимодействий необходимо отказаться от использования геострофического приближения (по крайней мере для исследования процессов в средних широтах зимней стратосферы). Чтобы показать поведение слагаемых в уравнении (1) с использованием q' или P' , было решено рассмотреть результат моделирования с использованием МСВА (модель средней и верхней атмосферы), когда моделировалось сильное внезапное стратосферное потепление (ВСП). Во время ВСП волновая активность усиливается. Используя МСВА, были рассчитаны и представлены на рис. 1 слагаемые уравнения (1). Значения были получены для высоты 50 км и усреднены в полосе широт 52.5N-62.5N.

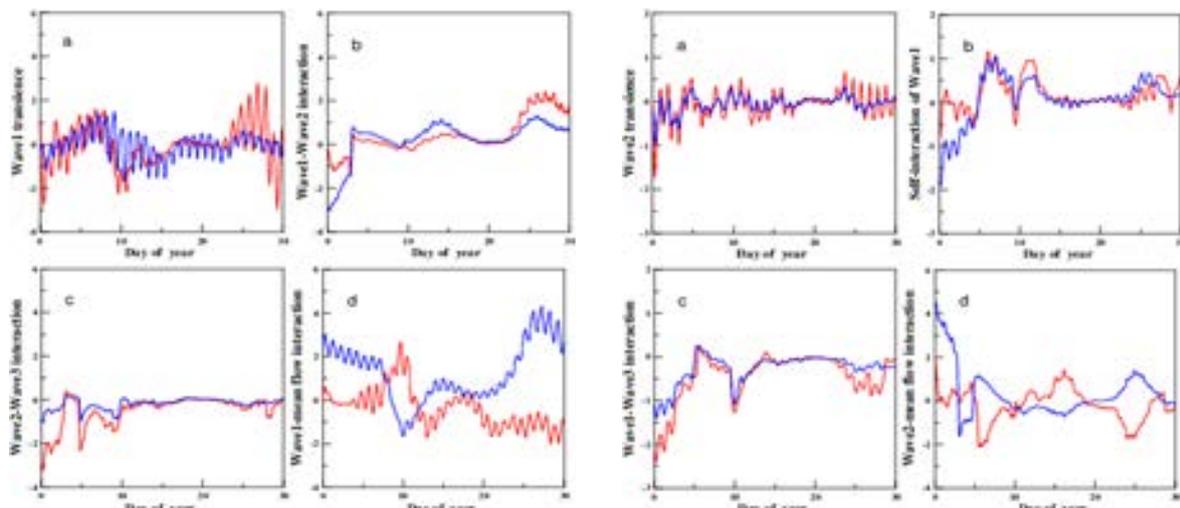


Рис. 1. Слагаемые, отвечающие за вклад в баланс возмущенной потенциальной энтропии (с использованием квазигеострофического приближения - красные линии, потенциального вихря Эртеля - синие линии) для СПВ1 (левые 4 панели) и СПВ2 (правые 4 панели) на 50 км в январе.

Результаты демонстрируют различия при использовании q' и P' , особенно при взаимодействии по типу волна-волна (панели b, c рис.1). Результаты на рис. 1a показывают, что временные изменения вихревой потенциальной энтропии для СПВ1 и СПВ2 практически не зависят от типа используемого потенциального вихря. Наиболее интересная ситуация возникает при рассмотрении взаимодействия

СПВ1 и СПВ2 со средним потоком (панели d). Значения находятся в противофазе. Чтобы изучить подобное взаимодействие необходимо сделать некоторые преобразования в уравнении (1) и ликвидировать возможную ошибку. Эта задача будет предметом дальнейших исследований.

Analysis of nonlinear interactions of stationary planetary waves

Didenko K.A., Pogoreltsev A.I.

St Petersburg State University, Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg, Russia
E-mail: didenko.xeniya@yandex.com

Introduction. In the stratosphere, there is anti-correlation between changes in the amplitudes of stationary planetary waves with zonal wave numbers 1 and 2 (SPW1 and SPW2) due to the nonlinear wave-wave interactions. To interpret the observed behavior of SPW amplitudes, it is useful to consider the nonlinear interactions of SPWs with the zonal mean flow and between the SPWs with different zonal wave numbers. Using this approach, the conservation of the perturbed potential enstrophy is investigated. When the amplitude of the SPW considered changes, the transfer of enstrophy to another wave numbers is a necessary condition for the maintenance of the conservation requirements. In this case the terms responsible for the wave-wave interaction in the balance equation of the potential enstrophy (potential vorticity squared) are calculated [1].

To obtain the balance equation of potential enstrophy, we use the linearized equation of conservation of the potential vorticity and multiply it by its eddy component and include the source and/or sinks term Q . The result is the general form of the eddy enstrophy balance:

$$\frac{\partial \overline{q'^2}}{\partial t} + \frac{\overline{q'u'}}{a \cos \varphi} \frac{\partial q'}{\partial \lambda} + \frac{\overline{q'v'}}{a} \frac{\partial q'}{\partial \varphi} + \frac{\overline{q'v'}}{a} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \varphi} = \overline{q'Q'} \quad (1)$$

where q' is the perturbation of the quasi-geostrophic potential vorticity, u' and v' are perturbations of the zonal and meridional geostrophic winds, and Q' represents the perturbation of diabatic sources and sinks and terms describing the subscale contributions to the momentum equation. All other symbols have their conventional meaning: a is the Earth's radius, λ and φ are the longitude and latitude. The first term in left-hand side denotes the wave transience. The two next terms describe the wave-wave interactions. The last term in the left-hand side describes the eddy enstrophy changes due to wave-mean flow interaction. The term in the right-hand side gives the changes in eddy enstrophy due to the diabatic heating and subscale contributions to the momentum equation including momentum deposition by gravity and inertial-gravity waves [1].

The results for equation (1) can be obtained using q' (as suggested in [1]) or, using the perturbation of the Ertel's potential vorticity $-P'$ (refusing the quasi-geostrophic approximation):

$$\frac{\partial \overline{P'^2}}{\partial t} + \frac{\overline{P'u'}}{a \cos \varphi} \frac{\partial P'}{\partial \lambda} + \frac{\overline{P'v'}}{a} \frac{\partial P'}{\partial \varphi} + \frac{\overline{P'v'}}{a} \frac{\partial \bar{P}}{\partial \varphi} + \overline{P'w'} \frac{\partial P'}{\partial z} + \overline{P'w'} \frac{\partial \bar{P}}{\partial z} = \overline{P'Q'}, \quad (2)$$

where the last two terms on the left side of the equation are additions for calculating the wave-wave and wave-mean flow interactions, containing the perturbation of the vertical component of the wind speed w' .

For a correct description of nonlinear interactions, it is necessary to refuse the quasi-geostrophic approximation (at least in the middle latitudes of the winter stratosphere, where the nonlinear wave-wave interactions are strong) [2]. A quasi-geostrophic potential vortex which perturbation is used for calculating the perturbation of the potential enstrophy is not an approximation of the Ertel's potential vorticity. It is just its analogue (even the dimension is different). Taking into account the expression for the absolute vorticity $\omega a = \text{rot}V + 2\Omega$, $\Omega = \{0, \Omega \cos \varphi, \Omega \sin \varphi\}$ and neglecting $2\Omega \cos \varphi$ in comparison with the vertical derivative of the zonal wind u_z , we obtain the expression for the Ertel's potential vorticity $P = \omega a \cdot \nabla \theta / \rho_0$, which is usually used in atmospheric dynamics, particularly in "primitive" equations in a spherical coordinate system [3]. To compare the results obtained with the quasi-geostrophic approximation and without it, we should use $q'(\bar{\theta}_z)$ and $P' \rho_0$ in the eddy enstrophy balance equation (1).

In order to show the behavior of different terms in the balance of potential enstrophy using $q'(\bar{\theta}_z)$ or $P' \rho_0$, it was decided to consider an example of simulation with the middle and upper atmosphere model (MUAM) when a strong sudden stratospheric warming (SSW) was observed (simulated). Wave activity usually intensifies during this phenomenon. Fig. 1 demonstrates the results of simulation with the MUAM (a set of the ensemble runs for El-Nino conditions have been performed and one of the ensemble runs was selected). One can see a strong increase in the amplitude of the SPW1 on the 10th of January, which was accompanied by reversal of the zonal mean flow in the stratosphere. As a consequence, the sudden stratospheric warming was observed several days later.

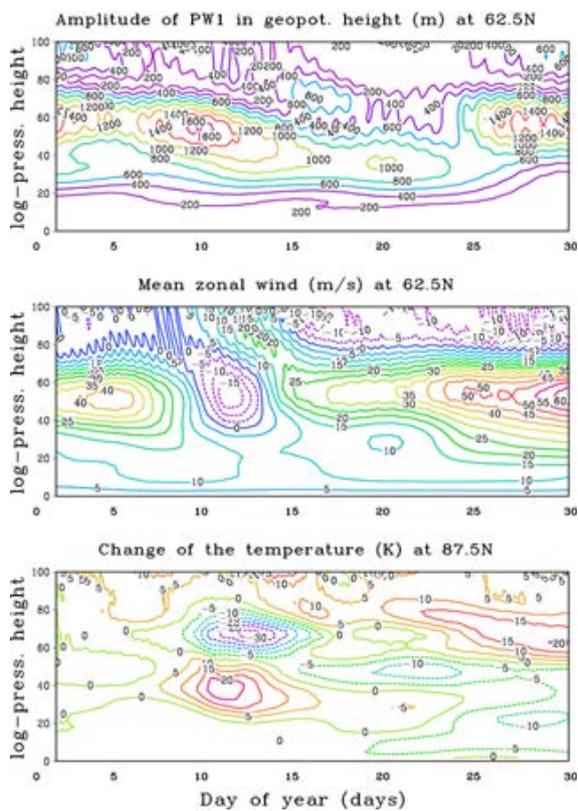


Figure 1. The time–altitude cross-sections of the amplitude of zonal harmonic with zonal wave number $m = 1$ in the geopotential height and the mean zonal wind at latitude 62.5N (upper and middle panels) for January; the changes of the zonal mean temperature during this month at 87.5N are shown in the lower panel. MUAM data.

Using the results of simulation, the terms of Equation (1) were calculated and visualized. The values have been averaged over the middle latitude region from 57.5 to 72.5°N, using cosine of latitude weighting. The results in Fig. 2a and 3a shows that the time changes of eddy potential enstrophy for SPW1 and SPW2 are almost independent on the type of the potential vorticity is used. The run of the curve showing the interaction between waves with different wave numbers looks similar (whether we use $q'(\bar{\theta}_z)$ or $P'\rho_0$), but the intensity is noticeable different. The most interesting situation is formed when considering the interaction of the SPW1 or SPW2 with the mean flow. In the panel (d) of Fig. 2 and 3 one can see, that the values of interaction terms for quasi-geostrophic potential vorticity and Ertel's potential vorticity are out of phase.

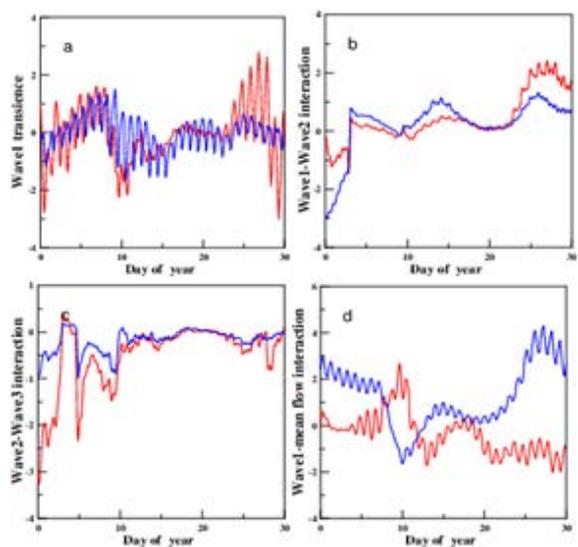
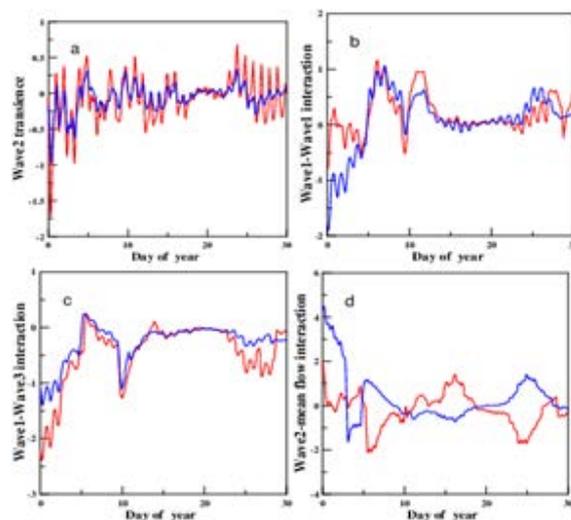


Figure 3. Terms contributing to the eddy enstrophy balance (using quasi-geostrophic potential vorticity – red lines, Ertel's potential vorticity – blue ones) for SPW2 at 50 km for January: (a) transience, (b) wave1–wave1 and (c) wave1–wave3 interaction and (d) wave–mean flow interaction. Units are the same as in FIGURE 2.

Figure 2. Terms contributing to the eddy enstrophy balance (using quasi-geostrophic potential vorticity – red lines, Ertel's potential vorticity – blue ones) for SPW1 at 50 km for January: (a) transience, (b) wave1–wave2 and (c) wave2–wave3 interaction and (d) wave–mean flow interaction. Units are $10^{12}(\text{kg}\cdot\text{m}^{-3})^2\cdot\text{PVU}^2/\text{day}$, where $1\text{PVU}=10^{-6}\cdot\text{K}\cdot\text{m}^2\cdot\text{kg}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$.



Conclusion. The results of calculation the terms in the eddy potential enstrophy balance equation demonstrate substantial differences between the quasi-geostrophic approximation and when we use the Ertel's potential vorticity expression. It is important to consider in more details the interaction of SPW1 and SPW2 with the mean flow. To find out the reason for such results some transformation of equation (2) should be done. It is necessary to present the terms responsible for the wave-mean flow interaction in the form of divergence of the potential enstrophy flux and exchange terms. Thus, we can analyze the error introduced between the disturbance and mean state. Moreover, terms containing a vertical velocity were not considered in this research. These terms can provide a contribution to the balance during the SSW events and/or in the case of nonlinear interaction between higher-frequency planetary waves (for instance, the atmospheric tides) – Fig. 4.

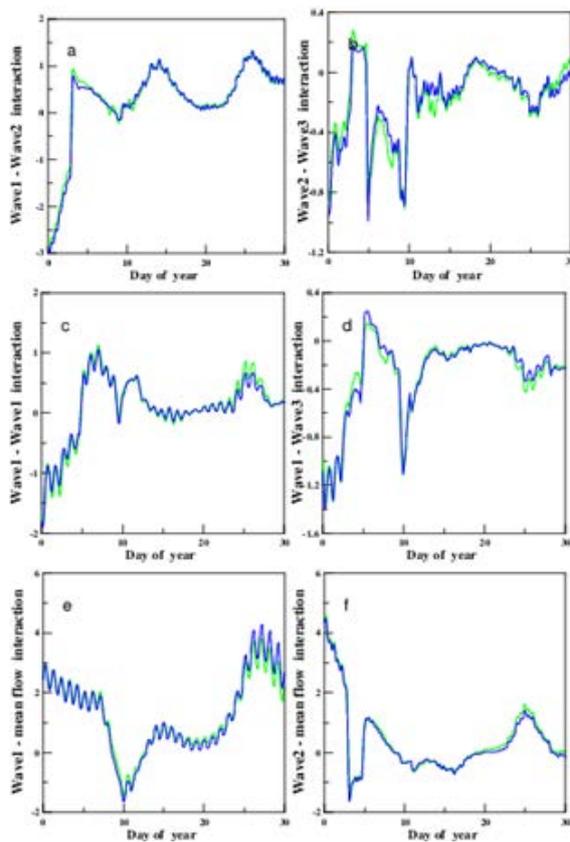


Figure 4. Terms contributing to the eddy enstrophy balance (using Ertel's potential vorticity without the perturbation of the vertical component of the wind speed – blue lines, with the perturbation – green ones) at 50 km for January. Units are the same as in FIGURE 2-3.

References:

1. A. K. Smith, *J. Atmos. Sci.*, 1983, vol 40, pp. 2484-2493.
2. A. I. Pogoreltsev, E. N. Savenkova, O. G. Aniskina, T. S. Ermakova, W. Chen, K. Wei, *J. Atmos. Solar-Terr. Phys.*, 2015, pp. 191-194.
3. D. G. Andrews, J. R. Holton, B. L. Conway, UK: ACADEMIC PRESS INC. (LONDON) LTD, 1987, pp. 120-122.

Modeling the dynamics of thermal comfort conditions in Arctic cities on the background of regional climate change

Semenova A.A., Konstantinov P.I., Samsonov T.E.

Lomonosov Moscow State University, Russia
E-mail: mos7kit@mail.ru

The Arctic region stands out especially strongly on the background of climate change. According to fourth and fifth IPCC assessment report data, it is known that the rate of temperature increase in this region is higher than the average for the globe.

Temperature as a climatic resource largely determines the conditions of human life and the possibility of economic development of territories. But not only temperature influences a person's feeling of the environment and its comfort, therefore, bioclimatic indices are used to assess the impact of the environment on a person's health and lifetime. The main characteristic of the environmental comfort is thermal comfort. Thermal comfort is a parameter of the feeling of comfort. In this condition the thermoregulatory system is at rest. A human feels comfortable. He is neither cold, nor hot.

That is why an urgent issue in applied bioclimatology can be considered an assessment of thermal comfort conditions not only on average for a territory, but also for urbanized territories separately. On these territories the effect of urban heat islands strongly influences temperature increase in addition to general climate warming. In most cities, weather stations are located outside the city limits. These weather stations can not characterize the climate of the city.

Aims of the study:

- Obtaining trends of temperature and bioclimatic indices of environmental comfort in the period from 1966 to 2017 for the Arctic region as a whole and for Arctic cities
- Study of cities for their belonging to different local urban climatic zones (LCZ)
- Modeling the dynamics of thermal comfort conditions in Arctic cities in the period from 1966 to 2017

To assess changes in comfort in the Arctic region, three of the most common bioclimatic indices of environmental comfort were chosen.

The territory that was included in the Arctic zone of the Russian Federation by decree of the President of the Russian Federation was chosen for the study. The following cities were chosen: Murmansk, Kandalaksha, Arkhangelsk, Naryan-Mar, Salekhard, Anadyr and Nadym, also included in the Arctic zone.

Research was supported by the grant program of Russian Foundation of Basic Research (project no. 18-05-60146)

Моделирование динамики условий термического комфорта в городах Арктической зоны РФ на фоне регионального изменения климата

Семёнова А.А., Константинов П.И., Самсонов Т.Е.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Россия
E-mail: mos7kit@mail.ru

На фоне глобального изменения климата Арктический регион выделяется особенно ярко: известно, что скорость повышения температуры в этом регионе выше, чем в среднем по Земному шару. [6]

В России в городах проживает около 74% населения, в Арктической зоне из-за специфики её освоения эта цифра доходит до 85%. Поэтому актуальным вопросом в прикладной биоклиматологии можно считать оценку условий термического комфорта *не только в среднем для территории, но и для урбанизированных территорий отдельно*, где помимо общего потепления климата, сильно сказывается действие городских островов тепла, а также проживает большая часть населения региона. Это тем более важно, поскольку для Арктического региона на настоящий момент не существует никаких данных о современной климатологии комфортности непосредственно в городах: подобные исследования проводились лишь в середине XX века при районировании Арктики и Крайнего Севера. Но для оценки изменения климата и термического комфорта Арктических городов существует проблема того, что почти во всех городах метеостанции находятся вне городской черты и не могут характеризовать метеорежим всего города полностью. То есть из-за расположения метеостанций в Арктике почти не существует надежных данных о климате именно городских территорий.

Основной целью данной работы является изучение климатических характеристик: температуры и биоклиматических индексов комфортности среды для Арктического региона в целом и отдельно для Арктических городов в период с 1966 по 2017 года и связей этих характеристик с параметрами городской застройки. Для достижения этой цели были поставлены следующие задачи. **Во-первых**, получить информацию о трендах температуры и биоклиматических индексов комфортности среды в период с 1966 по 2017 годы для Арктического региона в целом и для Арктических городов. **Во-вторых**, проработать Арктические города согласно недавно принятой международной классификации локальных городских климатических зон (LCZ) [7], представляющих собой области с относительно однородным покрытием поверхности (высоты и плотности застройки, количеством зелёных насаждений и характером человеческой деятельности), для выявления в каждом из городов зон, с наиболее характерным типом застройки. **В-третьих**, произвести моделирование для каждого из выбранных городов условий термического комфорта год с помощью программного комплекса RaymanPro 3.1, используя данные о LCZ- зонах в каждом городе.

Для исследования была выбрана территория, официально вошедшая в Арктическую зону Российской Федерации по указу Президента РФ от 2 мая 2014 года, и были выбраны следующие города: Мурманск, Кandalaksha, Архангельск, Нарьян-Мар, Салехард, Анадырь и Надым, также входящие в Арктическую зону. [8].

Для решения первой из поставленных задач была произведена оценка среднегодовых трендов температур по разным районам Арктической зоны РФ с помощью данных базы реанализа Национального Центра Данных об Окружающей Среде NCEI NOAA. Было проанализировано несколько районов российской Арктической зоны: скорости изменения температуры за период за 52 года на всей территории составляют порядка $0,3^{\circ} - 0,55^{\circ}\text{C}/10$ лет.

Однако пространственный масштаб практически всех существующих на сегодняшний день баз реанализа не позволяет улавливать климатические изменения, происходящие конкретно в городах (размер города гораздо меньше шага сетки реанализа). Поэтому дополнительно была проведена оценка изменения среднегодовых температур на ближайших к населенным районам исследуемых городов метеостанциях сети Росгидромета, полученных с ресурса ВНИИГМИ-МЦД [9]. Так были построены тренды среднегодовых температур воздуха по семи ближайшим к непосредственно городским ландшафтам станциям Арктической зоны в период с 1966 по 2017 года. В таблице 1 приведены результаты сравнения



скоростей роста температуры по стационарным данным и данным реанализа NCEI NOAA относительно 10 лет (за все 52 года).

Таблица. 1. Скорости роста приземной температуры воздуха в города АЗРФ по данным наземных наблюдений и реанализа NCEI NOAA. за 10 лет.

Город	Станция	Реанализ
Мурманск	0,449°C/10 лет	0,41°C/10 лет
Кандалакша	0,448°C/10 лет	0,41°C/10 лет
Архангельск	0,453°C/10 лет	0,44°C/10 лет
Нарьян-Мар	0,524°C/10 лет	0,39°C/10 лет
Салехард	0,532°C/10 лет	0,39°C/10 лет
Надым	0,540°C/10 лет	0,35°C/10 лет
Анадырь	0,363°C/10 лет	0,29°C/10 лет

Для оценки изменения комфортности в Арктическом регионе были выбраны наиболее распространённые и физиологически обоснованные биоклиматические индексы комфортности среды. Первый из них - это мера теплового ощущения находящегося в покое человека, то есть физиологически - эквивалентная температура (PET). Это показатель, характеризующий комплексное воздействие на человека температуры, влажности воздуха, скорости ветра, радиационных потоков и учитывающий степень физиологической активности человека, и степень терморегуляционных свойств одежды. [1] Этот индекс может выявлять уровни теплового воздействия среды (теплового стресса), если они существуют. [2]

UTCI – это универсальный индекс теплового комфорта. Он был разработан в качестве концепции «эквивалентной температуры»: он включает определение базового условия, с которым будут сравниваться все другие климатические условия. [4]

mPET – самый современный тепловой индекс, основанный на физиологических параметрах человека. mPET был преобразован из индекса PET. Это повлияло на то, что этот индекс стал универсальным и теперь может лучше оценивать термический комфорт в разных климатических зонах и в разные периоды года, в отличие от PET [5].

Районирование городских ландшафтов

Для решения этой проблемы того, что почти во всех городах метеостанции располагаются вне зоны основной застройки и получения параметров застройки для дальнейшего моделирования комфортности непосредственно в городском ландшафте, было произведено районирование 7 Арктических городов по локальным климатическим зонам (LCZ). (рис.1) Локальные (городские) климатические зоны (LCZ) представляют собой участки с относительно однородным покрытием поверхности: плотности и высоты застройки, количеством зелёных насаждений, строительными материалам, видом хозяйственной деятельности и т.д. [7] Для ручного районирования использовалась программное обеспечение Google Earth, снимки Landsat 7 и SAGA-GIS.

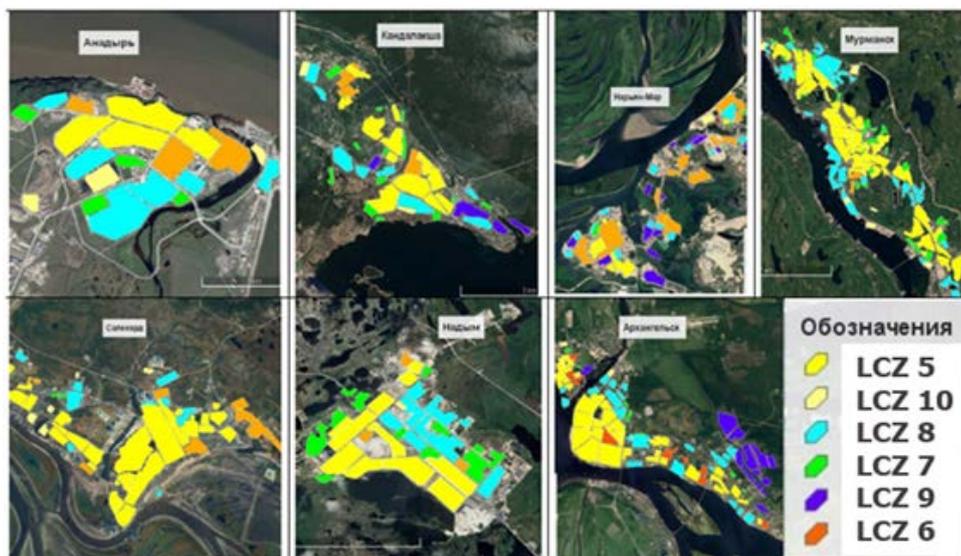


Рис. 1. Районирование городов по LCZ. Справа налево: Анадырь, Кандалакша, Нарьян-Мар, Мурманск, Салехард, Надым, Архангельск.

При районировании (рис. 1) было установлено, что во всех выбранных городах присутствует 5-6 климатических зон LCZ. Наиболее характерной для большинства городов является зона «LCZ 5» (широкие улицы с высотой домов порядка 10-25 метров). То есть обычные городские кварталы. Исключение составляет Нарьян-Мар, для которого наиболее характерна «LCZ 6» (широкие улицы с плотной застройкой и высотой домов в 1-3 этажа). Особняком представлена во всех городах «LCZ 8» - это район промышленных зон.

Моделирование условий термического комфорта в Арктических городах

Для расчёта биометеорологических индексов использовалась диагностическая модель RayManPro 3.1. [5] Эта модель может рассчитывать радиационные потоки и биометеорологические индексы в конкретный момент времени в конкретном месте для конкретных людей. Так же у модели имеется трёхмерный блок, в котором можно смоделировать показатели комфорта при нахождении человека внутри определённого типа застройки.

Данные о теплофизических свойствах поверхности были получены исходя из информации о выбранном на предыдущем этапе наиболее характерного для каждого города типа застройки. Данные о закрытости горизонта были получены из городской базы данных OpenStreetMap. С помощью скрипта в среде QGIS удалось сформировать файлы со смоделированным участком городской застройки, характерной конкретно для каждого выбранного города – так называемые “файлы с препятствиями”

Эта информация, а также ежедневные 8-срочные данные метеорологических наблюдений в период 1966-2017 гг. и были использованы для моделирования в трёхмерном блоке модели RayMan Pro 3.1. На рисунке 2 показаны смоделированные условия термического комфорта в городах Арктической зоны. Можно заметить, что во всех городах тренды имеют разную скорость своего изменения. Причиной такой неоднородности, возможно, являются как региональные, так и микроклиматические (городской ландшафт) особенности.

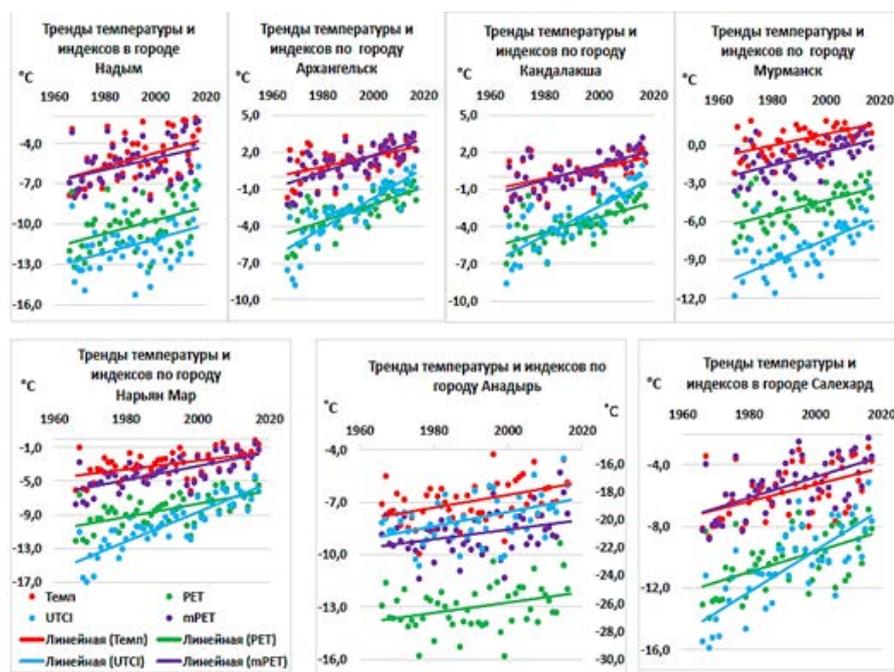


Рис. 2. Среднегодовые тренды температуры и смоделированных индексов термического комфорта для Арктических городов.

Исследование было выполнено при поддержке проекта РФФИ 18-05-60146 "Арктика".

Литература:

1. Исаев А.А «Экологическая климатология», 2003 г
2. Chen, YC. & Matzarakis, A. Modified physiologically equivalent temperature—basics and applications for western European climate *Theor Appl Climatol* (2018) 132: 1275. <https://doi.org/10.1007/s00704-017-2158-x>
3. Bechtel B. J. Alexander P., Bohner J., Ching J., Conrad O., Feddema J., Mills G., See L., Stewart I. (2015) Mapping local climate zones for a Worldwide Database of the Form and Function of Cities. *ISPRS International Journ. of Geo-Information*, 4, pp. 199–219.
4. Jendritzky G., Havenith G., Weihs P., Batchvarova E., 2009, Towards a Universal Thermal Climate Index UTCI for assessing the thermal environment of the human being, Final Report COST Action 730

5. Matzarakis, A., Rutz, F. (2005) *Application of RayMan for tourism and climate investigations. Annalen der Meteorologie 41: Vol. 2, 631-636*
6. McCarthy, James J. *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.*—New York Cambridge University Press, 2001.—ISBN 0-521-80768-9
7. Stewart, I. D. (2011). *Redefining the urban heat island (T)*. University of British Columbia. Retrieved
8. <http://www.kremlin.ru/acts/bank/38377> (дата обращения 3.02.2019)
9. <http://meteo.ru/>(дата обращения 10.11.2018)

Thermal comfort differences in Russian cities (Moscow case-study)

Samylytyrova M.S., Konstantinov P.I.

Lomonosov Moscow State University, Russia
E-mail: madina.samylytyrova@gmail.com

The growing interest in the issue of modified climate in cities is due to current trends in the rapid pace of urbanization and climate change, which by the beginning of the 21st century had acquired the status of a key problem.

According to NASA Goddard Institute for Space Studies the global surface temperature in the past decade is 0.8 C higher than in the early 20th century and notable growth began in 1975 [1].

The transformation of climate processes is particularly evident in cities, where the impact of human activity is multifaceted and manifests itself in a concentrated form. Urban inhabitants are especially vulnerable to current and future climate risks because of the concentration of their social-economic activities in landscapes that are exposed, in particular, to heat waves. [2]

The purpose of this study is to determine the urban environment impact on the thermal comfort of a person in the scale of specific urban landscapes. The relevance of the study is determined by the fact that the urbanization processes combined with global climate change will exacerbate the weather dependence of people.

Main goal of this study is investigation of microclimatic processes transformation due to the urban features, selection of areas for research, calculation of thermal comfort conditions and identification of factors affecting thermal comfort changes.

We used biometeorological indexes as the modified equivalent physiological temperature mPET and universal thermal climate index UTCI. These indexes were chosen because of its universality and ability to take into account physiological values. Main meteorological variables that affect heat dissipation from the body are air temperature, radiation temperature, humidity and wind speed. With the effect of personal factors like metabolic rate, physical activity and clothing insulation ability, they form six fundamental factors of thermal comfort of a person. [3]

The data used in study includes hourly measured meteorological values of 12 cities of Russia from 1966 to 2015 year and 3 cities of Kazakhstan from 2006 to 2018 year. Another input data was obstacle files with geometry of buildings and information about it's high.

The calculations were carried out by the the RayMan model. It is a special software that provides calculation of radiation fluxes with the help of above-mentioned meteorological parameters. It also it takes into consideration urban structures (buildings and trees).

In first stage mPET index modeling was assessed in Moscow city. In order to compare trends bioclimatic diagrams for five decades have been constructed. The diagrams are based on a monthly interval and they have frequency classes of thermo-physiological stress levels for PET. The results show that increase in thermal stress begins from the period 1996-2005 and people feel warm in 16% of and hot in 7% of cases. It means that Moscow in comparison with 1966-1975 period has become more stressful at 5%.

It is expected that stress conditions will vary in cities and these differences depend on not only geographical position but also on urban morphology, which forms local microclimate. For this reason, evaluation will be provided for the same obstacles. Thus, comparison of Russian cities' meteorological conditions in the territory of Moscow State university and Kazakhstan cities within the area of hotel Kazakhstan can give a proper assessment and an opportunity to conclude which cities are more comfort for people.

References:

1. Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M., & Lo, K. (2010). *Global surface temperature change. Reviews of Geophysics 48(4)*
2. WMO 2003. *Our Future Climate. WMO-No. 952. Geneva, Switzerland: WMO*
3. Parsons, K.C. *Human thermal environments: the effects of hot, moderate, and cold environments on human health, comfort and performance/Taylor&Franci 2nd ed.,2003.-491 p*

Изучение трендов условий термического комфорта в городах Российской Федерации на примере Москвы

Самылтырова М.С., Константинов П.И.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Россия
E-mail: madina.samylytyrova@gmail.com

Растущий интерес к вопросу модифицированного климата в городах вызван современными тенденциями, касающимися как интенсивных темпов урбанизации, так и изменения климата, которое к началу XXI века приобрело статус ключевой проблемы.

Согласно выводам Института космических исследований НАСА, температура поверхности земного шара 1990-х годов на 0,8 С выше, чем в начале 20-го столетия, и наиболее заметный рост начался с 1975 года [1]

Трансформация климатических процессов особенно ярко проявляется в городах, где влияние человеческой деятельности многогранно и проявляется в концентрированном виде. По оценкам ООН население городских территорий в 2018 году достигло 4,2 миллиарда, что составляет 55% от мирового населения. К 2030 году ожидается увеличение доли городских жителей до 60% [2]. Жители городов особенно уязвимы к текущим и будущим рискам их-за расположения социально-экономической деятельности в ландшафтах, подверженных, в частности, тепловым волнам [3]. Влияние климата на здоровье и благосостояние человека на сегодняшний день хорошо исследовано [4]

Целью данной работы является определение влияния городской среды на термический комфорт человека на масштабе конкретных городских ландшафтов.

Актуальность исследования обосновывается тем, что на фоне глобального изменения климата в сторону потепления, процессы урбанизации будут усугублять чувствительность населения к метеорологическим условиям. В частности, из-за увеличения количества аномально жарких дней возрастает заболеваемость и преждевременная смертность городских жителей [5].

В задачи работы входят: изучение трансформации микроклиматических процессов в связи с особенностями городской застройки, отбор районов для исследования, расчет условий термического комфорта и выявление факторов, влияющих на изменение термического комфорта.

Методом исследования послужило использование таких биометеорологических индексов как модифицированная эквивалентно-физиологическая температура mPET и универсальный термический климатический индекс UTCI. Если первый индекс основывается на мюнхенской модели теплового баланса MEMI [6], то UTCI представляет собой многоузловую модель Фиала [7]. Оба показателя считаются универсальными, так как подходят для анализа теплового состояния человека в холодное и тёплое время года. Кроме того, они учитывают физиологическую составляющую процесса воздействия окружающей среды на человеческий организм.

Один из наиболее распространенных биоклиматических индексов - PET - эквивалентно-физиологическая температура в данном месте, равнозначная температуре воздуха, при котором в обычных комнатных условиях тепловой баланс человека поддерживается температурой кожи и внутренних органов, что является эквивалентным к оценкам данных температур [6]. На базе этого показателя был разработан усовершенствованный показатель mPET, который использует более точную и реалистичную модель тела и также многослойную модель одежды [8]. UTCI определяется как температура воздуха при стандартных условиях, которая вызывает такую же ответную реакцию, как при фактических условиях [9]. MEMI используется для поиска некоторых неизвестных компонентов в уравнении теплового баланса, которые зависят от средней температуры поверхности одежды, средней температуры кожи и внутренней температуры организма. Благодаря составлению системы уравнений можно рассчитать тепловое состояние для любого конкретного сочетания климатических параметров, активности и вида одежды.

Климатическими величинами, влияющими на реакцию человека, служат температура воздуха, радиационная температура, влажность и движение воздуха. В сочетании со скоростью обмена веществ, физической активностью человека и изоляционной способностью одежды, они образует шесть фундаментальных факторов термического комфорта [10]

Расчет параметров термического комфорта производился с использованием специализированного программного обеспечения. Руководством немецкого инженерного общества [11] была разработана программа RayMan, которая способна производить расчеты радиационных потоков. Этот процесс осуществляется путем ввода основных метеорологических параметров: температура воздуха, влажность, скорость ветра, облачность, а также информации о часовом поясе, географических координатах, времени и высоте местности. Таким образом, с помощью данной программы можно рассчитать показатели PET и UTCI. Кроме того, программа позволяет учесть влияние элементов городских ландшафтов на радиационные параметры. При наличии информации о зданиях и деревьях в виде файла препятствий становится возможным произвести расчет условий термического комфорта в конкретных условиях. Город-



ская морфология играет существенную роль в определении теплового состояния человека [12], так как значимые для него метеопараметры зависят от особенностей архитектурной среды. Это влияние проявляется на площади от сантиметров до нескольких десятков метров [13].

Антропогенные ландшафты, являясь результатом преобразования естественной среды, имеют особые климатические условия, связанные с изменением радиационного, теплового баланса, влажности и ветрового режима. Более того, урбанизированные территории имеют отличительные биофизические особенности в сравнении с окружающими сельскими районами [14]. Городские территории обладают большой шероховатостью, так как здания, сооружения и другие антропогенные объекты влияют на рельеф и аэродинамическое сопротивление.

Для урбанизированных территорий характерно изменение теплового баланса, причиной чего служит человеческая деятельность. Это, во-первых, привнесение дополнительного тепла за счет объектов промышленности, транспорта и коммунальной инфраструктуры. А также сами геометрические особенности зданий, приводящие к стагнации воздуха и появлению ловушек для солнечной радиации. Альbedo поверхностей, формирующих здания: бетон, камень, кирпич и прочие, имеет более низкую величину по сравнению с естественными поверхностями. Это способствует аккумулярованию тепла и влияет на радиационный баланс [10]. Плотность застройки, высота зданий, а также их взаимное расположение делают ветровой режим специфическим, вызывают перераспределение давления и изменение скорости ветра. В метеорологическом моделировании находит применение теория городского каньона, которая была разработана Тимом Оке [15]. Такие параметры, как соотношение высоты стен зданий к ширине улиц, длина стен и их ориентация используются при анализе климатических характеристик на микро-масштабе.

В рамках исследования были использованы были данные о метеорологических условиях в г. Москва за период с 1966 по 2015 год. На основе данных были построены биоклиматические диаграммы для десятилетних временных срезов, которые отражают повторяемость тех или иных значений mPET в пределах определенных диапазонов. Границы диапазонов определены с использованием таблицы [6]. Аналогичные диаграммы планируется построить для 11 городов Российской Федерации и 4 городов Республики Казахстан.

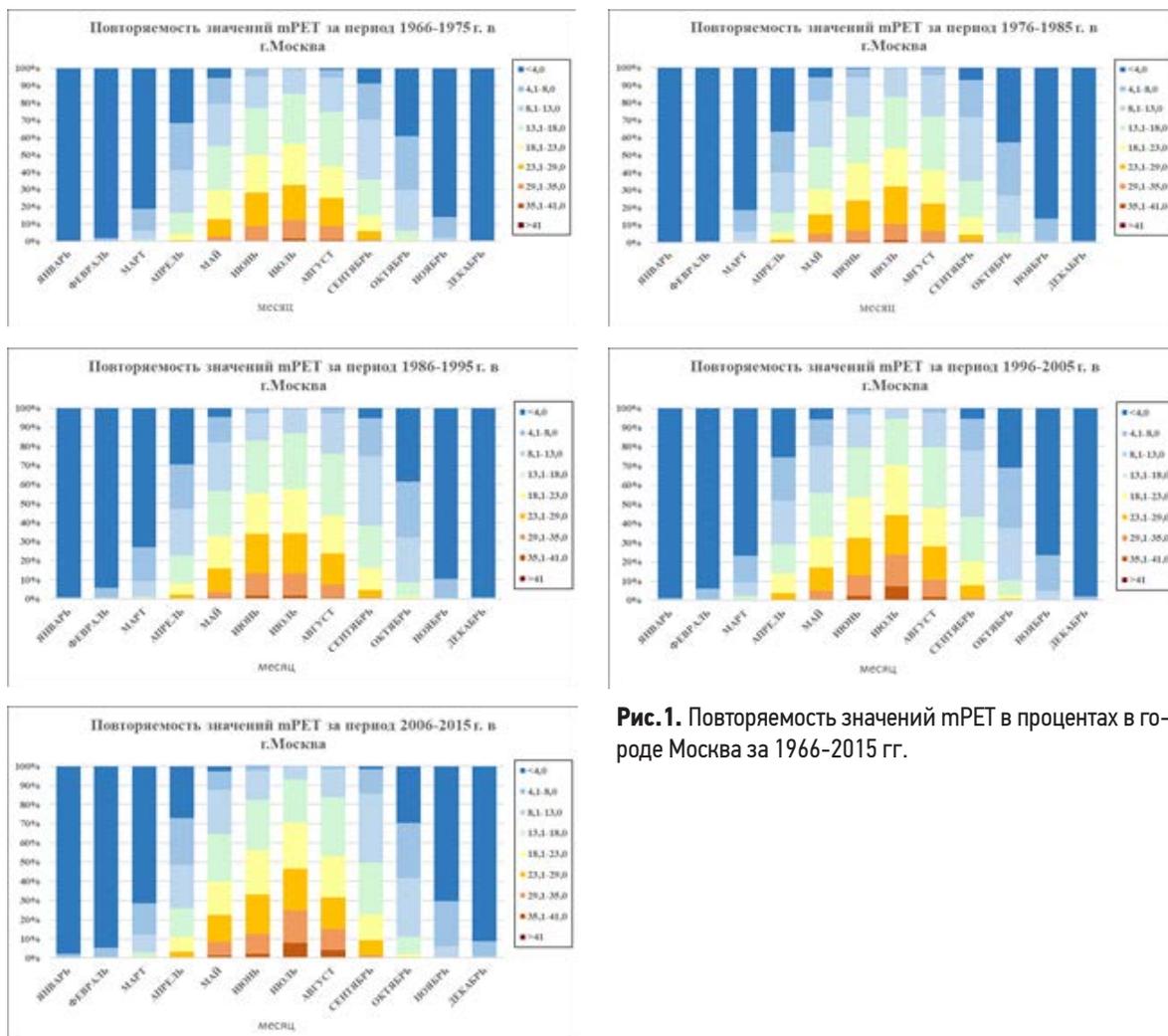


Рис. 1. Повторяемость значений mPET в процентах в городе Москва за 1966-2015 гг.

Рассмотрим отрезок периода 1966-1975 гг. Кроме зимнего периода, холодовой стресс выражен в более 80 % случаев в ноябре и марте. Холодовой стресс в тёплые сезоны года обусловлен низкими значениями температуры, а, следовательно, и mPET в ночное время суток. Известно, что минимум в суточном ходе температуры воздуха приходится на время после восхода солнца, а максимум на 14-15 часов [16] Начиная с мая, начинает появляться незначительный и умеренный тепловой стресс, в пределах 10% и 3% соответственно. В июле незначительный тепловой стресс увеличивается до 20%, а умеренный до 11%. Экстремальных дискомфортных значений практически не наблюдаются: температуры выше 35 имеют повторяемость менее 1%. Период с 1976 по 1985 год не сильно отличается от предыдущего десятилетия. Заметное повышение дискомфорта начинается с периода 1996-2005 гг. Так, в июле месяце жители города чувствуют себя «слегка тепло» в 16% случаев и «тепло» 7 в % случаев. С периода 2006-2015 появляется сильный тепловой стресс в августе. Заметим, что по сравнению с периодом 1966-1975 гг. экстремальный холодовой стресс уменьшается к 2015 году с 6 до 3 % в мае и с 9 до 1% в сентябре.

Таким образом, основная часть неблагоприятных условий термического комфорта в теплый период приходится на незначительный тепловой стресс. Доля сильного теплового стресса по сравнению с остальными значениями невелика, а температура mPET выше 41 в целом для Москвы не характерна. Следовательно, рассматриваемый город достаточно комфортен с точки зрения климатических условий. Что касается климатических тенденций, несмотря на постоянный рост температуры воздуха с 1900 по 2000 г [17], повышение mPET не является плановым в течение 49 лет, а характерно только для последних двадцати лет. Данную тенденцию можно связать с процессами урбанизации: с середины 90-х годов XX столетия до середины 2010-х гг. интенсивность московского острова тепла выросла в среднем с 1.6 до 2.0 °C [18]. Не стоит забывать, что локальные факторы действуют взаимосвязано с факторами регионального и глобального масштабов [19]. В условиях общего потепления встречаются различные аномалии в ходе климатических величин, как например похолодание, наблюдавшееся в Москве в 1980-х и 1990-х годах похолодание в период климатического предзимья [20].

Итак, анализ города Москвы показал, что процессы изменения условий термического комфорта за 49-летний период, хоть и зависимы от глобальной тенденции к потеплению, должны рассматриваться в конкретных условиях городского ландшафта. Развитием работы планируется проведение расчетов по остальным крупным городам Российской Федерации и Казахстана. Ожидается, что расчеты покажут детальные различия в климатических характеристиках отдельных территорий и позволят выявить влияние как географического положения, так и микроклиматических особенностей. В целях адекватного сравнения комфортности проживания в городах, оценка по биоклиматическим показателям будет проводиться в пределах одинаковой застройки, что позволит избежать разброса значений mPET и UTCI из-за влияния разного типа урбанистических морфоструктур. Условия комфорта российских городов будут рассмотрены на примере микроклиматических характеристик территории Главного Здания МГУ г. Москвы, казахстанских – гостиницы «Казахстан» г. Алматы.

Литература:

1. Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M., & Lo, K. (2010). *Global surface temperature change. Reviews of Geophysics* 48(4),
2. United Nations, Department of Economic and Social Affairs, Population Division. *World Urbanization Prospects: The 2018 Revision, Online Edition*
3. WMO 2003. *Our Future Climate. WMO-No. 952. Geneva, Switzerland: WMO*
4. Souch and Grimmond, 2004; European Environment Agency, 2004; O'Neill and Ebi, 2009.
5. Ревич
6. Höppe, 1999 Höppe, P. (1999) *The physiological equivalent temperature – a universal index for the biometeorological assessment of the thermal environment, Int J Biometeorol*, 43: 71 –
7. Błażejczyk K. *An introduction to the universal thermal climate index (UTCI) Institute of Geography and Spatial Organization Polish Academy of Sciences Warsaw 2013*
8. Chen Y., Matzarakis A. *Modified physiologically equivalent temperature - basics and applications for western European climate Springer-Verlag Wien 2017*
9. Błażejczyk K. *An introduction to the universal thermal climate index (UTCI) Institute of Geography and Spatial Organization Polish Academy of Sciences Warsaw 2013*
10. Parsons, K.C. *Human thermal environments: the effects of hot, moderate, and cold environments on human health, comfort and performance/Taylor&Francis 2nd ed., 2003.-491 p*
11. VDI, VDI, 3787, Part I: *Environmental Meteorology, Methods for the Human Biometeorological Evaluation of Climate and Air Quality for the Urban and Regional Planning at Regional Level. Part I: Climate, Beuth, Berlin, Germany, 1998*
12. *Outdoor thermal comfort and outdoor activities: A review of research in the past decade*
13. Мягков С.М. *Механизм формирования теплового баланса в городской застройке на примере г. Москвы/ Авт. на соиск. уч. ст. канд. техн. наук. М. 2004. 26 с*
14. Bridgman, H., Warner, R. and Dodson, J. (1995) *Urban Biophysical Environments. Oxford: Oxford University Press*

15. Oke, T.R. *Boundary layer climates*//2nd ed. *Library of Congress*,1987.-435 p.Nnez, Oke 1977
16. Хромов С.П., Петросяну М.А. *Метеорология и климатология учебник. 5-е изд., перераб. и доп.* - М.: Изд-во МГУ, 2001. - 528 с.: ил.
17. Isaev A.A. *Spravochnik ekologo-klimaticheskikh kharakteristik g. Moskvy [Reference book on ecology climatic characteristics of Moscow]. Book 2. Moscow : Moscow State University Publ., 2005. (rus)*
18. Lokoshchenko M. A. *Long-term dynamics of the urban 'heat island' in Moscow. Proceedings of the 19th International Conference on Urban Climate (ICUC9) jointly with 12th Symposium on the Urban Environment, Toulouse: Universite of Tolouse, 2015, paper index: 17–11–4011378.*
19. *Климат Москвы в условиях глобального потепления / под ред. Кислова А.В / Л. И. Алексеева, М. И. Варенцов, Е. В. Горбаренко и др. — Издательство Московского университета Москва, 2017. — 288 с.*
20. *Современные изменения температуры нижней тропосферы в Московском регионе / М. А. Локощенко, И. А. Корнева, А. В. Кочин и др. // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана. — 2017. — Т. 53, № 4. — С. 445–454.*

Assessment of CO₂ flux variation for Russian forest ecosystems under climate change with JSBACH model

^{1,2}Martynova Yu.V., ^{1,2,3}Krupchatnikov V.N.

¹ Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

² Siberian Regional Hydrometeorological Research Institute, Novosibirsk, Russia

³ Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

E-mail: FoxyJ13@gmail.com, vkrupchatnikov@yandex.ru

Ecosystems of the territory of Russia are considered to be very sensitive to climate change, since their existence in a particular territory is limited to low temperatures. An increase in the growing season and an increase in temperature reduce some environmental restrictions and open up areas for invading plants from lower latitudes. It is expected that local species diversity will increase, since the rate of distribution of species from low to higher latitudes will be higher than the rate of extinction of species already existing in this area.

The purpose of this work is to assess the response of the geographical distribution of woody vegetation in Russia and their ability to absorb carbon dioxide from the atmosphere to the climate forcing set by the RCP 8.5 scenario.

The study was carried out using the land surface model JSBACH. To set the atmospheric conditions for the JSBACH model, two data sets were used, which were previously obtained using the global large-scale model of intermediate complexity PLASIM and the global climate model INMCM4. The task of changing climatic conditions was carried out by means of the RCP 8.5 climate scenario, according to which the concentration of carbon dioxide in the atmosphere increases with the simulation from 296 ppm to 936 ppm.

The study showed that extratropical forest vegetation showed high sensitivity to atmospheric forcing. In the given conditions, there was not only a significant expansion of the habitat of this plant type, but also a significant increase in the level of CO₂ absorption from the atmosphere over the entire area where this type is located. The general increase in the amount of biomass in northern Russia, triggered by climate warming, has led to an increase in the absorption of CO₂ from the atmosphere. However, the weakening of the total absorption of CO₂ in the south of Western Siberia near the state borders of the territory and in the central part of Eastern Siberia may presumably indicate a change in the absorbing properties of the plant types under consideration due to climatic forcing.

An analysis of all the data obtained showed that by the end of the 21st century, under the conditions of the specified intensive climate changes, on the whole, in the territory of Russia, as well as for each region considered separately, an increase in the absorption intensity of carbon dioxide from the atmosphere occurs. However, the obtained growth rates of the absorption intensity are significantly lower than the rates of growth of carbon dioxide concentration in the atmosphere set by the scenario. The combination of these factors explains the decrease by the end of the simulation on average over the period 2081-2100 the balance value of the flow of carbon dioxide into the atmosphere by 57.64% relative to the historical time interval 1981-2000.

Оценка вариации потоков CO₂ для лесных экосистем России в условиях климатических изменений с помощью модели JSBACH

^{1,2} Мартынова Ю.В., ^{1,2,3} Крупчатников В.Н.

¹ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

² Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск, Россия

³ Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

E-mail: FoxyJ13@gmail.com, vkрупчатnikov@yandex.ru

ВВЕДЕНИЕ

Климатические условия являются основным фактором развития различных видов растительности. В то же время растительность влияет на климатическое состояние путем контроля надземных вод, энергетического баланса, концентрации CO₂ [1-5]. Следует отметить, что наиболее вероятные обратные связи с климатом с растительностью должны быть особенно заметными в высоких широтах.

Территория России простирается от травянистых степей на юге до тундры на полярном севере. Безлесная болотистая тундра насчитывает почти 10 процентов территории страны. Поверхностный тип России содержит все основные зоны растительности мира, за исключением тропических дождевых лесов. Более половины страны находится выше 60° северной широты и покрыто снегом почти половину года. За прошедшее столетие в России наблюдалось увеличение среднегодовой температуры поверхности 0.8-0.9°C, а средняя продолжительность вегетационного периода с начала 1960 года увеличилась на 10-11 дней. В течение XXI века годовая температура в России, по оценкам, продолжает расти на 0.1-0.5°C за десятилетие [6].

Экосистемы территории России считаются очень чувствительными к изменению климата, поскольку их существование на конкретной территории ограничено низкими температурами. Увеличение вегетационного периода и повышение температуры снижают некоторые экологические ограничения и открывают районы для вторжения растений из более низких широт. Ожидается, что местное видовое разнообразие будет увеличиваться, поскольку темпы распространения видов из низких широт в более высокие будут выше, чем темпы отмирания уже существующих на этой территории видов. Например, Claussen M. и Esch M. ожидают благоприятные условия для умеренного лиственного леса в Швеции, сдвиг тайги в нынешние районы тундры, в Сибири и на Аляске, общее сокращение холодного лиственного леса и тундры и увеличение холодного смешанного леса, холодного хвойного и таежного [7].

Целью этой работы является оценка отклика географического распределения древесных типов растительности России и их способности к поглощению углекислого газа из атмосферы на климатический форсинг, задаваемый сценарием RCP 8.5.

ДАННЫЕ И МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ

Численный эксперимент

Исследования отклика растительного покрова Сибири на климатические изменения проводились с помощью модели JSBACH, разработанной в Институте Макса-Планка по метеорологии (MPI-M) [8-10]. Эта модель является наземной компонентой модели Земной системы MPI-ESM. Как составная часть модели ECHAM6, эта модель рассчитывает условия нижней границы атмосферного пограничного слоя. JSBACH позволяет рассчитывать большое количество характеристик поверхности. Осуществляется моделирование почвенных процессов (гидрологии почв, перенос тепла в почвах и энергетический баланс на поверхности почв) [11], учитывается динамика поглощения, хранения и выбросов углерода из растений и почв, фотосинтетические и фенологические процессы, поверхностную радиацию и динамическое фоновое альbedo [12,13], изменения растительного покрова (включая повреждения ветром и пожарами) [10, 14]. Эта модель может быть запущена в offline режиме, что позволяет рассчитать поведенческие различные характеристик поверхности в зависимости от задаваемых извне, а не рассчитываемых online, атмосферных условий.

Для задания атмосферных условий, необходимых для работы модели поверхности JSBACH, были использованы два набора данных, предварительно полученные с помощью глобальной крупномасштабной модели промежуточной сложности PLASIM [15] и глобальной климатической модели INMCM4 [16]. Задание изменения климатических условий осуществлялось посредством климатического сценария RCP 8.5 [17], согласно которому концентрация углекислого газа в атмосфере растет с ходе моделирования от 296 ppm до 936 ppm.



Фоновые для моделирования атмосферные условия

Климатический сценарий, использованный в работе, позволил задать для территории России условия очень сильного потепления климата. При заданном росте концентрации углекислого газа с 296 ppm до 936 ppm (относительное увеличение в ~ 2.36 раза) результаты моделирования глобальной крупномасштабной модели промежуточной сложности PLASIM демонстрируют рост средней за период минимальной и максимальной суточной температуры. По северу рассматриваемой территории разница достигает 8°C . Получено небольшое увеличение средней за период интенсивности выпадения осадков на большей части территории Сибири, и небольшое уменьшение - вдоль южной границы региона. Удельная влажность на поверхности при увеличении антропогенной нагрузки увеличивается по всей территории. Скорость ветра на севере Восточной Сибири и Дальнем Востоке увеличивается на $0.3\text{--}0.6$ м/с и уменьшается и уменьшается на остальной части территории на $0.3\text{--}1.2$ м/с. Радиационные параметры в результате роста глобальной концентрации углекислого газа в атмосфере изменились следующим образом: произошло увеличение нисходящей длинноволновой радиации на поверхности и уменьшение баланса солнечной радиации на поверхности при безоблачном небе всюду по рассматриваемой территории, а нисходящая коротковолновая радиация на поверхности увеличилась на юго-западе Сибири, и уменьшилась на остальной территории.

Модель INMCM4 оказалась менее чувствительной к вносимым возмущениям. По ее результатам в среднем по всей рассматриваемой территории средняя суточная температура ($T_{\text{ср}}$) к концу 21 века выросла на 4.77°C по сравнению с концом 20-го. При этом минимальная суточная температура ($T_{\text{мин}}$) увеличилась сильнее, чем максимальная суточная ($T_{\text{макс}}$): 5.44°C против 4.23°C . Увеличились также удельная влажность воздуха у поверхности ($Q_{\text{возд}}$) на 1.11 г/кг и годовая сумма осадков ($Pr_{\text{сум}}$) на 107.34 мм. Почти без изменений осталась только скорость ветра на 10 м (Ветер), увеличившись лишь на 0.03 м/с.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Сравнение исторического периода и сценарного периода показало, что при росте антропогенной нагрузки основные изменения потоков углекислого газа в атмосферу следует ожидать вдоль южной границы России (рисунок 1). Кроме того, изменения потоков CO_2 указывают на смещение растительных зон на север территории России.

В целом, вследствие наличия большого количества растительности, на территории Сибири происходит поглощение CO_2 из атмосферы, о чем говорит отрицательный знак потока CO_2 в атмосферу. Под воздействием задаваемого глобального потепления климата на севере Сибири и в районе Байкала в областях, где произошло увеличение фракций растительности лесной и кустарниковой происходит усиление суммарного потока углекислого газа из атмосферы в почву. Наряду с этим получено ослабление суммарного поглощения CO_2 на юге Западной Сибири у государственных границ территории и в центральной части Восточной Сибири, что может быть связано с изменением поглощающих свойств рассматриваемых растительных типов в задаваемых условиях меняющегося климата.

Полученные результаты показывают уменьшение к концу моделирования в среднем за период 2081-2100 гг. балансного значения потока углекислого газа в атмосферу на 57.64% относительно исторического интервала времени 1981-2000 гг.. Такое поведение можно объяснить тем, что полученные темпы роста интенсивности поглощения существенно ниже задаваемых сценарием темпов роста концентрации углекислого газа в атмосфере.

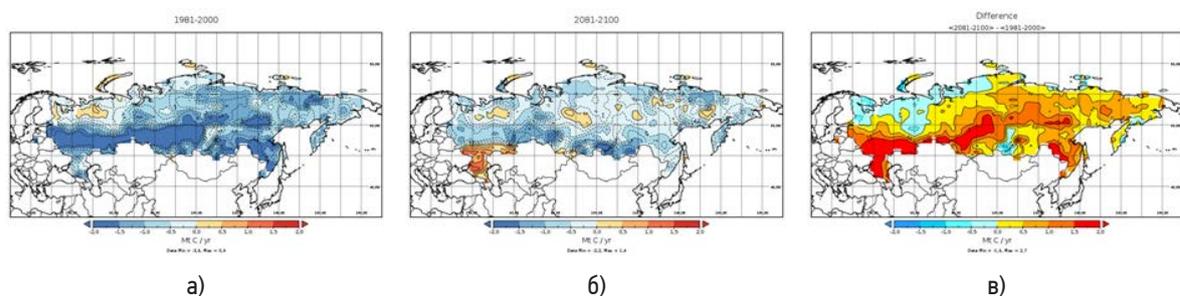


Рисунок 1. Потоки CO_2 в атмосферу для а) конца 20-го и б) 21-го века, и в) разница между ними по результатам моделирования JSBACH на основе атмосферных полей, полученных с помощью INMCM4.

Результаты численных экспериментов, построенных на основе наборов данных, полученных с помощью разных моделей (PLASIM и INMCM4), при сопоставления показали схожую картину.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обобщая характер географического перераспределения рассматриваемых типов растительности можно заключить, что внетропическая лесная растительность (как хвойная, так и лиственная) проявила высокую чувствительность к атмосферному форсингу. В заданных условиях произошло не только существенное расширение ареала произрастания этого растительного типа, но и существенное увеличение уровня поглощения CO₂ из атмосферы на всей площади, где располагается этот тип.

Общее увеличение количества биомассы на севере России, спровоцированное задаваемым потеплением климата привело к увеличению поглощения CO₂ из атмосферы. Однако, ослабление суммарного поглощения CO₂ на юге Западной Сибири у государственных границ территории и в центральной части Восточной Сибири предположительно может указывать на изменение поглощающих свойств рассматриваемых растительных типов вследствие климатического форсинга.

Анализ всех полученных данных показал, что к концу 21-го века в условиях задаваемых интенсивных климатических изменений (а именно потепления климата согласно климатическому сценарию RCP 8.5) в целом суммарно на территории России, а также для каждого рассмотренного региона в отдельности, происходит рост интенсивности поглощения углекислого газа из атмосферы. Однако, полученные темпы роста интенсивности поглощения существенно ниже задаваемых сценарием темпов роста концентрации углекислого газа в атмосфере. Сочетание указанных факторов объясняет уменьшение к концу моделирования в среднем за период 2081-2100 гг. балансного значения потока углекислого газа в атмосферу на 57.64 % относительно исторического интервала времени 1981-2000 гг.

Исследование было выполнено в рамках государственной темы № АААА-А17-117013050037-0 и № АААА-А17-117022250098-1.

Литература:

1. Bonan G.B., Pollard, D., Thompson, S.L. *Effects of boreal forest vegetation on global climate // Nature – 1992. – Vol. 359, No. 6397. P. 716.*
2. Claussen M. *On multiple solutions of the atmosphere-vegetation system in present-day climate // Global Change Biology – 1998. – Vol. 4, No. 5. P. 549-559.*
3. Ganopolski A., Kubatzki C., Claussen M., Brovkin V., Petoukhov V. *The influence of vegetation-atmosphere-ocean interaction on climate during the mid-Holocene // Science – 1998. - Vol. 280, No. 5371. P.1916-1919.*
4. Bounoua L. et al. *Interactions between vegetation and climate: radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO₂ // Journal of Climate – 1999. - Vol. 12, No. 2. P. 309-324.*
5. Foley J.A., Costa M.H., Delire C., Ramankutty N., Snyder P. *Green surprise? How terrestrial ecosystems could affect earth's climate // Frontiers in Ecology and the Environment – 2003. - Vol. 1, No. 1. P. 38-44.*
6. Stocker T. ed. *Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press – 2014.*
7. Claussen M., Esch M. *Biomes computed from simulated climatologies // Climate Dynamics – 1994. - Vol. 9, No. 4-5. P. 235-243.*
8. Raddatz T. J. et al.: *Will the tropical land biosphere dominate the climate - carbon cycle feedback during the twenty-first century? // Climate Dynamics, 2007, V. 29, P. 565-574. doi: 10.1007/s00382-007-0247-8.*
9. Reick C.H. et al. *JSBACH – the new land component of ECHAM / Max Planck Institute for Meteorology D-20146 Hamburg. 2011.*
10. Reick, C., Raddatz, T., Brovkin, V. & Gayler, V. *Representation of natural and anthropogenic land cover change in MPI-ESM. // Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 2013, V. 5, P. 459-482, doi:10.1002/jame.20022.*
11. Roeckner E. et al., *The atmospheric general circulation model ECHAM 5. PART I: Model description / MPI Report – 2003. - P. 349.*
12. Knorr, W. *Satellite Remote Sensing and Modelling of the global CO₂ exchange of land vegetation / A synthesis study, Examensarbeiten – 1998. - No. 49, MPI for Meteorology*
13. Vamborg, F. S. E., V. Brovkin, and M. Claussen: *The effect of a dynamic background albedo scheme on Sahel/Sahara precipitation during the mid-Holocene. - Climate of the Past, 2011, vol. 7, pp. 117-131. doi:10.5194/cp-7-117-2011.*
14. Brovkin V. et al. *Evaluation of vegetation cover and land-surface albedo in MPI-ESMCMIP5 simulations. - Journal of advances in modeling earth systems, 2013, vol. 5, pp. 1–10.*
15. Fraedrich K., Jansen H., Kirk E., Luks U., and Lunkeit F. *The Planet Simulator: Towards a user friendly model // Meteorol. Zeitschrift, 2005, V. 14, P. 299-304.*



16. Володин Е.М., Дианский Н.А., Гусев А.В. 2010. Воспроизведение современного климата с помощью совместной модели общей циркуляции атмосферы и океана INMCM 4.0. *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*, т. 46. №4, с. 448-466.
17. Moss R. et al. *The next generation of scenarios for climate change research and assessment*. // *Nature*, 2010, V. 463(7282), P. 747-756. doi: 10.1038/nature08823.

Stability of relic methane hydrates at climatic changes in the Holocene

¹Arzhanov M.M., ²Malakhova V.V., ¹Mokhov I.I., ¹Parfenova M.R.

¹ A.M.Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

² Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

E-mail: arzhanov@ifaran.ru

In recent years, new geophysical phenomena have been observed in the high-latitude permafrost regions of Western Siberia. Since 2014, craters with a diameter of about 10–20 m with traces of discarded rock have been discovered in the Yamal Peninsula and adjacent regions, which may be a consequence of an increase in near-surface temperature in recent years with the dissociation of shallow deposits of relict methanhydrates. The results of numerical modeling of the thermal regime of permafrost in Western Siberia (the Yamal Peninsula) and of methane hydrates stability zone of over the past 10 thousand years are presented. Thermobaric conditions of continental methane hydrates stability and dissociation are obtained. It is shown that the present time existence of relict methane hydrates at depths of up to 150 m, which could have “survived” the warming in the Holocene optimum and persisted at negative temperatures in permafrost rocks, is possible in the strata of frozen rocks of the Yamal region above the modern boundary of the stability zone in conditions of increased geothermal flow. According to the obtained results, the nowadays warming in the Yamal region might exceed the Holocene optimum warming. A possible reason for the formation of hydrates in the upper layers (up to 100 m) of the cryolithozone is the pressure factor that might be caused, for example, by an ice sheet overlying or marine transgression.

The results of calculations run with the static and dynamic models of thermophysical processes in the glacier-soil system reveal that the upper limit of methane hydrates stability zone could reach the ground surface in Yamal region during the glaciation periods of about 95-80 and 70-59 thousand years ago. Methane hydrates dissociation is possible as a result of pressure decrease due to the ice sheets melting and, therefore, disruption of stability conditions. At the same time, observational data indicate that in the pore space, methanhydrates can be in a metastable state for a long time at a negative temperature of about -6 °C. As a result of the warming that began about 11 thousand years ago, the southern boundary of the permafrost zone in Western Siberia is shifted up north to approximately 68N. At the same time, the Yamal region remains in the permafrost zone. An increase in the near-surface temperature affects the thermal regime of permafrost soils and the stability of relict methane hydrates laying near the surface. In order to assess the thermobaric conditions of methanhydrates in permafrost of the Yamal Peninsula over the past 10 thousand years, the calculations were performed considering (using) the heat transfer model in soil, taking into account external atmospheric forcing based on the results of calculations with the global climate model CLIMBER-2.

The analysis of the maxima of the present near-surface temperature anomalies over the past 10 thousand years shows that the current regional warming may exceed the magnitude of the Holocene optimum warming. The results of calculations obtained in show that the global near-surface temperature at the beginning of the 21st century (2000–2009) could have exceeded the temperature in the Holocene optimum by 0.3 °C. According to the results obtained, the permafrost thickness in the analyzed region decreases from 512 m at about 10 thousand years ago to 465 m under current climatic conditions. An increase in the surface temperature over the period of 10 to 5 thousand years ago leads to an increase in the depth of the upper boundary of the stability zone of methane hydrates to 217 m. With a subsequent decrease in air temperature, the model depth of the stability zone boundary remains almost unchanged. The results obtained indicate that at present time, stable and relict methanhydrates might have persisted at negative temperatures below -7 °C for the last 10 thousand years, including the optimum Holocene period, and still might exist in the frozen soil of Yamal at depths of up to 150 m, which is above the modern boundary of the stability zone. The disruption of their stability might be a consequence of ongoing climate change.

Устойчивость реликтовых метангидратов при климатических изменениях в голоцене

¹Аржанов М.М., ²Малахова В.В., ¹Мохов И.И., ¹Парфенова М.Р.

¹ Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

² Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

E-mail: arzhanov@ifaran.ru

В последние годы в высокоширотных регионах Западной Сибири в условиях вечной мерзлоты отмечены новые геофизические явления [1]. Начиная с 2014 г. на п-ве Ямал и в соседних регионах обнаружены воронки с диаметром около 10-20 м со следами выброшенной породы, которые могут быть следствием повышения приповерхностной температуры в последние годы с диссоциацией неглубоких залежей реликтовых метангидратов. Представлены результаты численного моделирования термического режима многолетнемерзлых пород Западной Сибири (п-ов Ямал) и зоны стабильности метангидратов за последние 10 тыс. лет. Определены термобарические условия стабильности и диссоциации континентальных метангидратов. Показано, что в настоящее время в толщах мерзлых пород Ямала выше современной границы зоны стабильности возможно существование реликтовых метангидратов на глубинах до 150 м, которые могли "пережить" потепление в оптимуме голоцена около 6 тыс. лет и сохраниться при отрицательных температурах в многолетнемерзлых породах. Согласно полученным результатам, уровень современного потепления в регионе Ямала может превышать потепление в оптимуме голоцена.

Возможной причиной формирования гидратов в верхних горизонтах (до 100 м) криолитозоны является барический фактор, вызванный, например, вышележащим ледниковым щитом или морской трансгрессией. Результаты расчетов с равновесной [2] и динамической [3] моделями теплофизических процессов в системе ледник-грунт показали, что в регионе Ямала во время периодов оледенений около 95-80 и 70-59 тыс. лет назад [4, 5] верхняя граница зоны стабильности метангидратов могла достигать поверхности грунта. После таяния ледниковых щитов, в результате снижения давления и нарушения условий стабильности метангидратов возможна их диссоциация. При этом экспериментальные данные свидетельствуют о том, что в поровом пространстве метангидраты могут продолжительное время находиться в метастабильном состоянии при отрицательной температуре около -6°C [6]. В результате начавшегося около 11 тыс. лет назад потепления южная граница криолитозоны в Западной Сибири сдвинулась к северу примерно до 680 с.ш. [7]. При этом регион Ямала остался в зоне многолетнемерзлых грунтов. Повышение приповерхностной температуры оказывает влияние на термический режим многолетнемерзлых грунтов и устойчивость реликтовых метангидратов, залегающих вблизи поверхности. Для оценки термобарических условий метангидратов в многолетнемерзлых породах п-ва Ямал в течение последних 10 тыс. лет были проведены расчеты с использованием модели теплопереноса в грунте [8] с учетом внешних атмосферных воздействий по результатам расчетов с глобальной климатической моделью CLIMBER-2 [9]. Глубина расчетной области в грунте составляла 1500 м. Теплофизические характеристики грунта выбирались соответствующими суллинку в соответствии с данными бурения в регионе Ямала [10]. Также учитывалась концентрация солей в поровом растворе, понижающая температуру замерзания воды в грунте. В связи с этим при моделировании термического режима грунта температура фазовых переходов вода-лед принималась равной -1°C . В начальный момент времени профиль температуры в грунте определялся решением стационарного уравнения теплопереноса для сред-

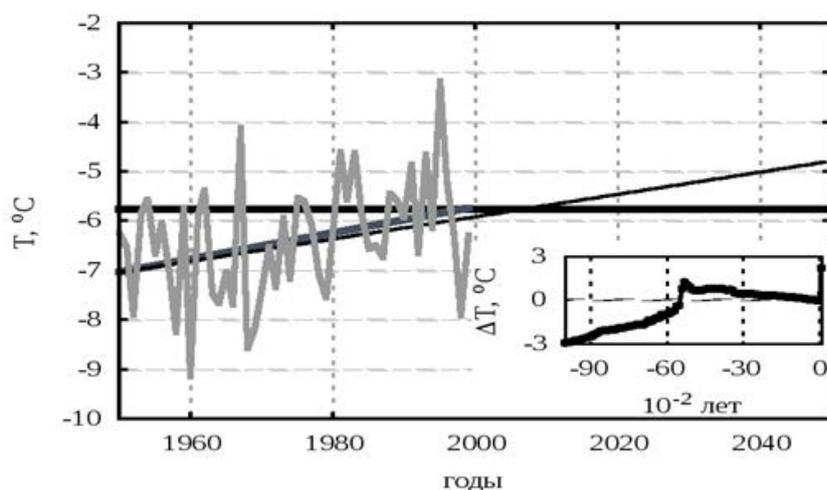


Рис. 1. Приповерхностная температура по данным реанализа CERA-20C (светло-серая кривая), по данным CLIMBER-2 (тонкая черная линия) и данным наблюдений [12] (темно-серая линия). Приповерхностная температура в оптимуме голоцена по данным CLIMBER-2 (горизонтальная черная линия). Аномалии приповерхностной температуры воздуха для региона Ямала по данным CLIMBER-2 за последние 10 тыс. лет (панель на графике).

негодовой приповерхностной температуры атмосферы при заданном потоке тепла на нижней границе расчетной области. На верхней границе области температура поверхности грунта (снега, при его наличии) принималась равной приповерхностной температуре для рассматриваемого региона в соответствии с результатами расчетов с моделью CLIMBER-2. Геотермальный поток на нижней границе принимался равным 50 мВт/м^2 . При моделировании зоны стабильности метангидратов использовались уравнения равновесного существования гидрата метана в талой и мерзлой среде [11]. В модели давление рассчитывается как гидростатическое.

Аномалии приповерхностной температуры в пределах последних 10 тыс. лет для Ямала по модели CLIMBER-2, а также модельная температура для оптимума голоцена и за период 1950-2049 гг. в сопоставлении с реанализом CERA-20С и данными наблюдений [12] представлены на рис. 1. От начала голоцена к оптимуму голоцена отмечается хорошо выраженный тренд к потеплению, а от оптимума голоцена к современному периоду — отрицательный тренд, но менее резкий чем при потеплении (панель на графике), что согласуется с палеорекострукциями на основе палинологических данных [13].

Модельный тренд приповерхностной температуры за 1950-2049 гг. составляет $0.02 \text{ }^\circ\text{C/год}$ и согласуется с трендом по реанализу CERA-20С и данным наблюдений [12] $0.02\text{-}0.03 \text{ }^\circ\text{C/г}$. Сравнение максимумов аномалий модельной приповерхностной температуры за последние 10 тыс. лет показывает, что современное региональное потепление может превысить уровень потепления в оптимуме голоцена (см. панель на рис. 1). Результаты расчетов полученные в [14] показывают, что и глобальная приповерхностная температура в начале XXI века (в 2000-2009 гг.) могла превысить температуру в оптимуме голоцена на $0.3 \text{ }^\circ\text{C}$.

Согласно полученным результатам мощность многолетнемерзлых пород в рассматриваемом регионе уменьшается от 512 м около 10 тыс. лет назад до 465 м при современных климатических условиях. Рост приповерхностной температуры за период от 10 до 5 тыс. лет назад приводит к увеличению глубины верхней границы зоны стабильности метангидратов до 217 м. При последующем понижении температуры воздуха модельная глубина границы зоны стабильности практически не меняется.

На рис. 2 представлены результаты расчета среднегодовой температуры грунта для региона Ямала за последние 10 тыс. лет. Согласно полученным результатам в начале голоцена температура грунта в верхних 100 м составляет около $-8 \text{ }^\circ\text{C}$, увеличиваясь к оптимуму голоцена до $-7\text{-}6 \text{ }^\circ\text{C}$. Начиная с оптимума голоцена происходит уменьшение температуры в верхних горизонтах. При современных климатических условиях температура грунта вблизи поверхности повышается и составляет около $-6\text{-}5.5 \text{ }^\circ\text{C}$ (рис. 3), что соответствует данным наблюдений [1]. Полученные результаты свидетельствуют о том, что в настоящее время в толщах мерзлых пород Ямала возможно существование стабильных метангидратов, а также реликтовых метангидратов на глубинах до 150 м, выше современной границы зоны стабильности, которые могли сохраниться при отрицательных температурах ниже $-7 \text{ }^\circ\text{C}$ на протяжении последних 10 тыс. лет, в том числе в оптимуме голоцена.

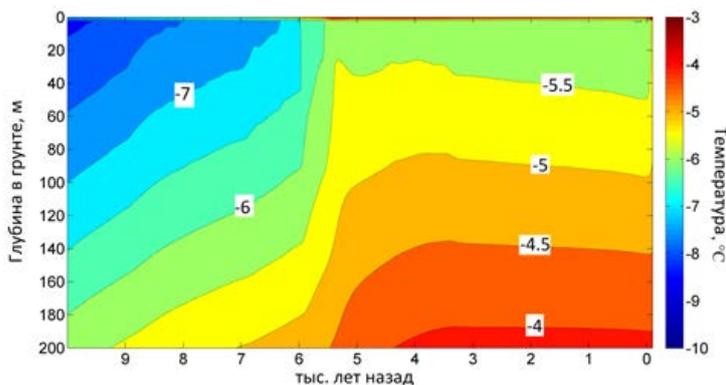


Рис. 2. Рассчитанная среднегодовая температура грунта за последние 10 тыс. лет для региона Ямала.

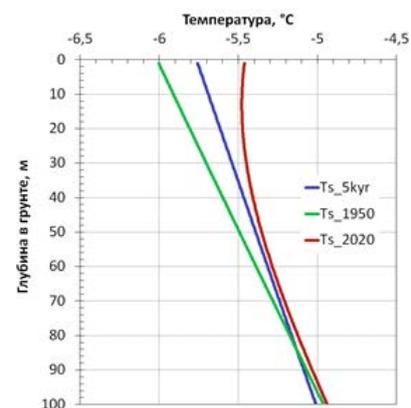


Рис. 3. Профили среднегодовой температуры грунта для оптимума голоцена и современного периода (синий — оптимум голоцена, зеленый — середина XX века, красный — современный период).

Нарушение их стабильности может быть следствием современных климатических изменений. Согласно полученным результатам современное потепление на севере Западной Сибири превышает потепление в оптимуме голоцена около 6 тыс. лет назад. Современная температура грунта в верхних нескольких десятках метров превышает температуру грунта в оптимуме голоцена (рис. 26) и может превышать пороговую температуру диссоциации метангидратов. Кроме того, приповерхностное потепление, в частности в регионе Ямала, способствует также снижению прочности многолетнемерзлых пород.

В результате это может приводить к диссоциации газовых гидратов и выбросам газа с разрушением мерзлых пород.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов №№ 17-05-01097, 18-05-60111, 19-05-00409.

Литература:

1. Кизяков А.И., Сонюшкин А.В., Лейбман М.О., Зимин М.В., Хомутов А.В. Геоморфологические условия образования воронки газового выброса и динамика этой формы на центральном Ямале // *Криосфера Земли*. 2015. Т. XIX. № 2. С. 15-25.
2. Аржанов М.М., Мохов И.И., Денисов С.Н. Влияние региональных климатических изменений на устойчивость реликтовых газовых гидратов. // *Доклады АН*. 2016. Т.468. N.5. С.572-574.
3. Аржанов М.М., Малахова В.В., Мохов И.И. Условия формирования и диссоциации метангидратов в течение последних 130 тысяч лет по модельным расчетам // *Доклады АН*. 2018. Т.480. N.6. С. 725-729.
4. Kleman J., Fastook J., Ebert K., Nilsson J., Caballero R. Pre-LGM Northern Hemisphere ice sheet topography // *Clim. Past*. 2013. Vol. 9. P. 2365-2378.
5. Lambeck K., Purcell A., Funder S., Kjær K.H., Larsen E., Poller P. Constraints on the Late Saalian to early Middle Weichselian ice sheet of Eurasia from field data and rebound modelling // *Boreas*. 2006. Vol. 35. P. 539-575.
6. Chuvilin E., Bukhanov B., Davletshina D., Grebenkin S., Istomin V. Dissociation and Self-Preservation of Gas Hydrates in Permafrost // *Geosciences*. 2018. Vol. 8. N. P. 431.
7. Романовский Н.Н. Основы криогенеза литосферы. М.: Изд-во МГУ, 1993. 336 с.
8. Malakhova V.V., Eliseev A.V. The role of heat transfer time scale in the evolution of the subsea permafrost and associated methane hydrates stability zone during glacial cycles // *Global and Planetary Change*. 2017. Vol. 157. P. 18–25.
9. Ganopolski A., Calov R., Claussen M. Simulation of the last glacial cycle with a coupled climate ice-sheet model of intermediate complexity // *Clim. Past*. 2010. Vol. 6. P. 229-244.
10. Chuvilin E.M., Yakushev V.S., Perlova E.V. Gas and gas hydrates in the permafrost of Bovanenkovo gas field, Yamal Peninsula, West Siberia. *Polarforschung*. 1998. Vol. 68. P. 215-219.
11. Якушев В.С. Природный газ и газовые гидраты в криолитозоне. Москва, ВНИИГАЗ, 2009, 192 с.
12. Павлов А.В. Мониторинг криолитозоны. Новосибирск, Гео, 2008. 229 с.
13. Климанов В.А. Палеоклимат Северной Евразии при повышении среднеглобальной температуры на 0.6-0.8оС и менее // *Климаты и ландшафты Северной Евразии в условиях глобального потепления. Ретроспективный анализ и сценарии* / Под. ред. А.А. Величко. Москва, ГЕОС, 2010. 220 с.
14. Marcott S.A., Shakun J.D., Clark P.U., Mix A.C. Reconstruction of Regional and Global Temperature for the Past 11,300 Years // *Science*. 2013. Vol. 339. P. 1198-1201.

Numerical simulation of the Arctic methane hydrates influence on the climate variability and gas composition of the atmosphere

Cherepova M., Smyshlyaev S.

Russian State Hydrometeorological University, Saint-Petersburg, Russia
E-mail: mariacherepova@ya.ru, smyshl@rshu.ru

Much attention is now being paid to the impact of non-carbon dioxide greenhouse gases on climate change. One of the most important such gases is methane. In addition to being the second most important greenhouse gas, it also has a fairly high chemical activity and, in particular, determines the effectiveness of the formation of tropospheric ozone and affects the content of hydroxyl radicals, which are the main oxidizers of the troposphere [1-3]. In the stratosphere, methane is a major source of water vapor. The important role of methane as a greenhouse gas and its high chemical activity lead to the fact that in numerical modeling of climate change, taking into account the influence of methane and tropospheric ozone, it is necessary to use chemistry-climate models that take into account the interaction of physical and chemical processes in the atmosphere [5-7].

An important feature of CH₄ is that it is not formed in the atmosphere and the only source of atmospheric methane is its emission from the surface [5]. At the same time, methane flux from the surface are determined by

both natural processes and anthropogenic factors. Considering the climatic effects of methane, it is necessary to take into account that the intensity of natural biogenic methane emissions strongly depends on the climate and promptly responds to its changes, which leads to the formation of feedbacks between climate changes and methane content in the atmosphere [8]. In particular, in the Arctic zone, where accumulated a huge amount of methane in the permafrost and on the continental shelf and in the gas hydrate and where climate change is happening faster than in other parts of the Earth, the melting of permafrost and the destruction of gas hydrates can lead to release of large amounts of methane that may lead to a further strengthening of climate change, which in turn may affect the increase in emissions of methane from melting permafrost and destruction of gas hydrates [9].

In addition to the chemical and climatic feedbacks associated with the increase in methane emissions into the atmosphere in the Arctic zone as a result of climate change, there are also purely chemical feedbacks formed due to the fact that the intensive melting of methane hydrates and the growth of its content in these zones can greatly reduce the hydroxyl radicals, because methane is one of the main destroyers of it. As a result, the methane content may increase even more, since the main destruction of atmospheric methane occurs as a result of chemical interaction with OH [1]. On the other hand, the reduction of hydroxyl radicals, in addition to the effect on methane itself, can have an impact on other gases of the atmosphere, since the self-cleaning ability of the atmosphere is mainly determined by the content of hydroxyl radicals OH.

To assess the climatic effects of methane emissions of their gas hydrates, numerical experiments with CCM were carried out to calculate the temperature and gas composition of the atmosphere up to 2050 under several scenarios of methane emissions from gas hydrates. In different scenarios, modern methane emissions from gas hydrates increase by 5, 10 and 20 times in accordance with the assumptions about the melting intensity of gas hydrates. Based on the comparison of the results of calculations for different scenarios, the peculiarities of methane variability are studied, the nature of this variability and the role of feedbacks are estimated.

The results of model calculations have shown that the increase in the lifetime of methane in the atmosphere with a decrease in the content of hydroxyl radicals increases its impact not only on regional chemistry, but also due to transboundary transport and chemical processes in neighboring regions. The chemical positive feedback between the increase in methane content and the decrease in hydroxyl content in the methane emission region leads not only to an even greater increase in the methane content, but also to an increase in the content of other environmentally harmful gases for which the reaction with hydroxyl is the main drain [7]. The results of the calculations showed that in addition to chemical feedbacks in the region of methane emissions from gas hydrates, physicochemical feedbacks resulting from the influence of methane on the water vapor content also play an important role, since methane is one of the main sources of water vapor due to chemical reactions in the upper troposphere and stratosphere [2]. The increase in ozone may be affected by changes in atmospheric circulation due to physical feedback and emissions of nitrogen oxides in industrial and heavy shipping areas.

Численное моделирование влияния арктических метаногидратов на изменчивость климата и газового состава атмосферы

Черепова М.В., Смышляев С.П.

Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия
E-mail: mariacherepova@ya.ru, smyshl@rshu.ru

В настоящее время большое внимание уделяется влиянию парниковых газов на изменения климата. Одним из важнейших подобных газов является метан. Помимо того, что он является вторым по значимости парниковым газом, CH_4 также обладает достаточно высокой химической активностью и, в частности, определяет эффективность образования тропосферного озона и оказывает влияние на содержание гидроксильных радикалов, которые являются основными окислителями тропосферы [1-3]. При окислении одной молекулы метана CH_4 гидроксильным радикалом OH в результате цепочки химических реакций образуется до четырех молекул озона O_3 при наличии достаточного количества окислов азота [4]. В стратосфере метан является одним из основных источников водяного пара. Важная роль метана как парникового газа и его высокая химическая активность приводят к тому, что при численном моделировании изменений климата с учетом влияния метана и тропосферного озона необходимо использовать химико-климатические модели, позволяющие учитывать взаимодействие физических и химических процессов в атмосфере [5-7].

Важной особенностью CH_4 является то, что он не образуется в атмосфере и единственным источником атмосферного метана являются его эмиссии с земной поверхности [5]. При этом потоки метана с

поверхности определяются как природными процессами, так и антропогенными факторами. Рассматривая климатические эффекты метана необходимо учитывать, что интенсивность природных биогенных эмиссий метана сильно зависит от состояния климата и быстро откликается на его изменения, что создает потенциал для формирования обратных связей между изменениями климата и содержанием метана в атмосфере [8]. В частности, в арктической зоне, где накоплено огромное количество метана в вечной мерзлоте, на шельфе и в газовых гидратах и где изменения климата происходят быстрее, чем в других районах Земли, таяние вечной мерзлоты и разрушение газовых гидратов может привести к высвобождению большого количества метана, что может вызвать еще большее усиление изменений климата, что, в свою очередь, может повлиять на увеличение эмиссий метана в результате таяния вечной мерзлоты и разрушения газовых гидратов [9].

Таким образом, в будущем, при повышении температуры, роль метана как парникового газа и арктических газовых гидратов как источника метана в глобальном масштабе будут еще больше возрастать, что подтверждает актуальность проведения исследований мощности потоков метана из арктических газовых гидратов и последствий их влияния на изменения климата и состава атмосферы [10].

Помимо химико-климатических обратных связей, связанных с увеличением выбросов метана в атмосферу в арктической зоне в результате изменений климата, возникают и чисто химические обратные связи, образующиеся из-за того, что при интенсивном таянии метаногидратов и росте его содержания в этих зонах может сильно уменьшиться содержание гидроксильных радикалов, так как метан является одним из основных разрушителей ОН. В результате этого содержание метана еще больше может возрасти ввиду того, что основное разрушение атмосферного метана происходит в результате химического взаимодействия с ОН [1]. С другой стороны, сокращение содержания гидроксильных радикалов, помимо влияния собственно на метан, может оказать воздействие и на другие газы атмосферы, так как самоочищающаяся способность атмосферы, главным образом, определяется содержанием гидроксильных радикалов ОН.

В связи с тем, что роль метаногидратов в изменениях климата и газового состава атмосферы требует детального теоретического изучения, в настоящей работе анализируются результаты численных экспериментов с использованием глобальной химико-климатической модели ИВМ РАН – РГГМУ (ХКМ) и оффлайновой химико-транспортной модели Eur(A)СТМ, разработанной в РГГМУ для арктического региона и атмосферы Евразии. Для исследования климатических эффектов арктических газовых гидратов и обратных связей между физическими и химическими процессами используется ХКМ, а для детального исследования локальных эффектов - Eur(A)СТМ.

Химико-климатическая модель ИВМ РАН – РГГМУ [7] охватывает весь земной шар от земной поверхности до мезопаузы с горизонтальным разрешением 4×5 градусов широты-долготы, тогда как Eur(A)СТМ охватывает Арктику и Евразию от Северного полюса до 28° с.ш. с горизонтальным разрешением 0.25×0.25 градусов и простирается от поверхности до стратопазузы. Обе модели имеют одинаковую химическую схему, учитывающую изменчивость 74 малых газовых составляющих, среди которых присутствуют как органические, так и неорганические соединения, долгоживущие или короткоживущие. Схема включает 174 химические реакции и 51 процесс фотодиссоциации. В моделях учитываются процессы адвекции, химические преобразования, турбулентность, сухое и влажное осаждение, фазовые переходы, поверхностные эмиссии на основании баз данных EDGAR, GISS NASA, GEIA, MEGAN. На основании баз данных о биогенных (термиты, водно-болотные угодья, разложение органического вещества в океанах, лесные пожары) и антропогенных (промышленные выбросы, транспорт, добыча нефти и газа, энергетика, сельскохозяйственная деятельность и ее отходы, сжигание биомассы) эмиссиях метана задаются его потоки с поверхности.

Для оценки климатических эффектов выбросов метана из газовых гидратов проведены численные эксперименты с ХКМ по расчету изменения температуры и газового состава атмосферы до 2050 года по нескольким сценариям мощности выбросов метана из газовых гидратов. В разных сценариях современные эмиссии метана из газовых гидратов увеличиваются в 5, 10 и 20 раз в соответствии с предположениями об интенсивности таяния газовых гидратов. На основании сравнения результатов расчетов по разным сценариям исследуются особенности изменчивости метана, оценивается природа данной изменчивости и роль обратных связей.

Выполняется текущая оценка биогенных эмиссий в арктическом регионе (в т.ч. эмиссии, возникающие при разрушении метаногидратов). При заданном сценарии роста интенсивности эмиссий, возникающих при разрушении метаногидратов, получены оценки изменчивости газового состава с учетом увеличенных выбросов в Арктике (по отношению к текущему уровню выбросов); получены оценки влияния на связанные с CH_4 газы (в т.ч. озон и гидроксильные радикалы). Оцениваются тренды метана при сохранении текущего уровня выбросов и при их росте.

Результаты модельных расчетов с использованием Eur(A)СТМ для тех же сценариев увеличения мощности выбросов метана из газовых гидратов анализируются для оценки региональных особенностей химических преобразований в Арктике и Субарктике. Расчеты показали, что в результате увеличения времени жизни метана в атмосфере при уменьшении содержания гидроксильных радикалов усили-

вается его влияние не только на региональную химию, но за счет трансграничного переноса и на химические процессы в соседних регионах. Химическая положительная обратная связь между увеличением содержания метана и уменьшением содержания гидроксила в регионе выбросов метана приводит не только к еще большему увеличению содержания метана, но и к увеличению содержания других экологически вредных газов, для которых реакция с гидроксилом является основным стоком [7]. Результаты расчетов показали, что кроме химических обратных связей в регионе выбросов метана из газовых гидратов важную роль играют и физико-химические обратные связи, возникающие в результате влияния метана на содержание водяного пара, так как за счет химических реакций в верхней тропосфере и стратосфере метан является одним из основных источников водяного пара [2]. На увеличение содержания озона может повлиять изменение циркуляции атмосферы в результате действия физической обратной связи и выбросов окислов азота в промышленных зонах и районах интенсивного судоходства.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства высшего образования и науки Российской Федерации (проект 5.6493.2017/8.9), а также в рамках проекта 17-05-01277-а Российского фонда фундаментальных исследований.

Литература:

1. Jacob J.D. *Introduction to atmospheric chemistry*. Princeton: Princeton University Press, 1999. 264 p.
2. Seinfeld J.H. Pandis S.N. *Atmospheric Chemistry and Physics. From Air Pollution to Climate Change*. New Jersey: John Wiley and Sons, 1998. 1203 p.
3. Isaksen I.S.A., Gauss M., Myhre G. et al. *Strong atmospheric chemistry feedback to climate warming from Arctic methane emissions* // *Global Biogeochem. Cycles*. 2011. V. 25, GB2002, doi:10.1029/2010GB003845.
4. Brasseur G.P., Orlando J.J., Tyndal G.S. *Atmospheric Chemistry and Global Change*. Oxford: Oxford University Press, 1999. 688 p.
5. Бажин Н.М. Метан в атмосфере // *Соросовский образоват. журн.* 2000. Т. 6, № 3. С. 52–57.
6. Боков В.Н., Воробьев В.Н. О связи выбросов метана с атмосферной циркуляцией. *Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета*. 2012, № 23. С. 51–58.
7. Галин В. Я., Смышляев С. П., Володин Е. М. Совместная химико-климатическая модель атмосферы // *Известия РАН. Сер. ФАО*. 2007. Т.43. № 4. С. 437–452.
8. Гинзбург А.С., Виноградова А.А., Федорова Е.И. Некоторые особенности сезонного хода содержания метана в атмосфере Северной Евразии // *Изв.РАН. Физика атмосферы и океана*. 2011. Т. 47. № 1. С. 50–63.
9. Якуцени В.П. Газогидраты – нетрадиционное газовое сырье, их образование, свойства, распространение и геологические ресурсы // *Нефтегазовая геология. Теория и практика*. – 2013. - Т.8. - №4. - http://www.ngtp.ru/rub/9/50_2013.pdf
10. Смышляев С.П., Мареев Е.А., Галин В.Я., П. А. Блакитная. Моделирование влияния выбросов метана из Арктических гидратов на региональные изменения состава нижней // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2015, том 51, № 4, с. 472–483.

Research of influence of ocean and the phenomena the El-Nino and Southern oscillation on structure and structure of an atmosphere

Jakovlev A.R., Smyshlyayev S.P.

Russian State Hydrometeorology University, Saint-Petersburg, Russia
E-mail: endrusj@rambler.ru

The brief description of the phenomena the El-Nino, La-Nina and Southern oscillation is resulted. The description of chemical-climatic model CCM, developed in INM RAS and RSHU is resulted. Comparison of results of numerical experiments with data of the reanalysis, and also the analysis of influence of ocean and the phenomena the El-Nino and La-Nina on an atmosphere is resulted. The analysis of influence Southern oscillation on structure and structure of a stratosphere of Arctic regions with use of data of the reanalysis on temperature of a surface of ocean, potential vorticity, temperature of air, the relation of a mix and the total column of ozone for 1980-2016 is lead. It is shown, that the El-Nino increases instability circumpolar vortex, causes sudden stratospheric warming and increase the maintenance of ozone. Also data of reanalysis MERRA, JRA, ERA Interim and ERA20Century, and also results of simulation CCM on monthly average to temperature of air and the relation of a mix for ozone for the period with 1980 for 2015 are analyzed. By results

of simulation the increase in temperature in a ground layer and reduction of temperature and the relation of a mix for ozone in a stratosphere is observed.

The weather and climatic processes occurring on the Earth, are closely connected with interaction of an atmosphere and ocean. This interaction generates the big variety of the various phenomena and processes in an atmosphere and ocean. The most known source of these processes at ocean and an atmosphere is the phenomenon the El-Nino representing current in east part of tropical region of Pacific ocean. The El-Nino is the regional phenomenon which lead to warming of a surface of ocean, but this phenomenon leads to various global effects.

Atmospheric component the El-Nino is southern oscillation at which there are fluctuations of atmospheric pressure between east and western part of Pacific ocean. Because of low pressure in east part begins deep convection. Warm water leads to increase of humidity in the western part Southern and Central America that leads to torrential rains, thunder-storms, flooding and hurricanes. It leads to easing of trade winds owing to what in Australia the drought begins.

La-Nina is a cold phase of this phenomenon at which there is a downturn of temperatures in the top layer of ocean. Thus atmospheric pressure increases, and convective processes stop. Interaction of ocean and an atmosphere including the phenomenon the El-Nino - La-Nina is an actual subject of various scientific researches owing to which various models have been developed for the analysis and the forecast of this phenomenon.

For numerical simulation simultaneous influence of dynamic and photochemical factors on variability of structure and structure of a polar stratosphere in Arctic region chemical-climatic model INM RAS – RSHU was used. The model is three-dimensional, global with the sanction 4x5 degrees on latitude/longitude and covers a high-altitude range from a terrestrial surface up to mesopause (about 90 km) with variable step on height. Variability of dynamic characteristics of model (speeds of a wind, temperature, humidity and superficial pressure) pays off in the general circulation models of INM RAS, and change of gas and aerosol structure of an atmosphere in chemical-transport model RSHU. Models on each step online cooperate among themselves, providing the account of influence of structure of an atmosphere on change of dynamic characteristics and on the contrary.

In the given work as initial data of parameters data of reanalysis CIRA-86 and NCEP/NCAR were used. Data for distribution of ozone are taken from satellite data TOMS who have been received from satellites NASA since 1978 on present time.

For numerical experiments various SST data were used: data Met Office, data ECMWF ERA Interim and data ECMWF ERA20Century till 2010 and data ERA5 with 2010 on 2015. Reanalysis SST data have been led to a format of CCM model for their use.

Also reanalysis data for meteorological parameters were used. They are data MERRA and MERRA2, ERA Interim, ERA20Century and ERA5, JRA. Thus in MERRA and MERRA2 there are 25 vertical levels, and in ERA Interim, ERA20Century, ERA5 and JRA - 21 vertical level. Reanalysis data have been led to a model grid for comparison.

Моделирование влияния океана и явления Эль-Ниньо – Южной осцилляции на структуру и состав атмосферы

Яковлев А.Р., Смышляев С.П.

Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, Россия

E-mail: endrusj@rambler.ru

Химико-климатическая модель нижней и средней атмосферы (0-90 км) с заданной изменчивостью температуры поверхности океана и площади его покрытия льдом по данным ре-анализа используется для изучения влияния вызываемой Южной осцилляцией изменчивости температуры поверхности океана на изменение температуры и содержания озона в тропосфере и стратосфере. С химико-климатической моделью было проведено четыре численных эксперимента по расчету изменения свойств атмосферы с 1980 по 2015 годы. В каждом из численных экспериментов использовались данные разных ре-анализов по температуре поверхности океана и площади ледяного покрова. Для первого, второго и третьего экспериментов использовались данные Met Office. При этом в 1 эксперименте учитывалась многолетняя изменчивость только площади ледяного покрова, тогда как температура поверхности океана была фиксированной. Во 2 эксперименте фиксированной была площадь ледяного покрова, менялась температура поверхности океана. В 3 эксперименте учитывалась изменчивость, как температуры поверхности океана, так и площади ледяного покрова, что сильнее приближало численный прогноз в модели к реальным данным. Также был проведен 4 эксперимент, для которого использовались данные ERA Interim. Кроме того, проведено сравнение результатов численных экспериментов с данными ре-анализа ERA Interim, UKMO, JRA и MERRA2. Сравнение данных модельных расчетов с

данными ре-анализа, показало, что результаты 3 и 4 экспериментов являются наиболее близкими к данным измерений.

Воздействие изменчивости температуры поверхности океана на атмосферу проявляется, главным образом, на характере изменения температуры воздуха. Нижние слои атмосферы, согласно результатам моделирования, подвергаются большему воздействию океана, чем верхние, что соответствует реальности. Температура воздуха в тропосфере достаточно хорошо коррелирует с температурой поверхности океана. Также обнаружены тенденции повышения температуры с годами в тропосфере в северном полушарии, а в стратосфере – тенденции понижения температуры с годами. Показано, что явление Эль-Ниньо и Ла-Нинья оказывают влияние на атмосферу. При этом наибольшее влияние этого явления наблюдается в тропосфере в тропической зоне, поскольку Эль-Ниньо является региональным явлением, происходящем в тропической части Тихого океана. Однако некоторое влияние Эль-Ниньо оказывает и на другие области земной атмосферы. В полярных регионах и в стратосфере влияние Эль-Ниньо незначительно, но это наличие этого влияния говорит о глобальном характере процессов в атмосфере, связанных с явлением Эль-Ниньо. А значит, явление Эль-Ниньо в глобальном масштабе влияет на различные параметры атмосферы и её химический состав.

Проводился также отдельный анализ данных ре-анализа без рассмотрения результатов моделирования. В этом исследовании изучались циркумполярный вихрь и внезапные стратосферные потепления. Стратосферный полярный вихрь (циркумполярный вихрь, ЦПВ) – область с сильным зональным ветром, направленным на восток, максимумом около 60° с.ш., пониженными значениями давления внутри и охватывающая диапазон высот от нижней стратосферы до мезосферы. Устойчивое существование ЦПВ приводит к понижению температуры в стратосфере и снижению концентрации озона, согласно исследованиям. В конце зимнего сезона устойчивый ЦПВ приводит к усиленному разрушению озона. В годы Эль-Ниньо наблюдается более сильное распространение потоков волновой активности из тропосферы в полярную стратосферу, которая ослабляет ЦПВ. Внезапные стратосферные потепления (ВСП) – это потепления, при которых температура может подниматься на несколько десятков градусов выше климатической нормы. В северном полушарии ВСП наблюдаются почти каждую зиму из-за волновой активности. Они могут быть вызваны явлением Эль-Ниньо и квазидвухлетним колебанием зонального ветра, и могут влиять на устойчивость ЦПВ. По данным анализа 53 сильных ВСП, оказавших влияние на циркуляцию тропосферы, вероятность их возникновения в годы теплой и холодной фазы Эль-Ниньо почти одинаковая.

Проведённый анализ данных реанализа ERA Interim, MERRA2, ERA20Century и ERA5 по ТПО, температуре воздуха, потенциального вихря, отношения смеси и общего содержания озона за период с 1980 по 2016 годы позволяет сделать следующие выводы:

1. Явление Эль-Ниньо было в 1997, 2010, 2015 и 2016 годы, а в 1999 и 2011 годы – Ла-Нинья. ТПО в 1997, 2010, 2015 и 2016 годы было выше 27°C во всём тропическом регионе Тихого океана, тогда как в 1999 и в 2011 годы – только в его западной части.

2. Устойчивые ЦПВ, как правило, предшествуют Эль-Ниньо, а неустойчивые быть его следствием. В 1997 году ЦПВ был самым устойчивым, при этом Эль-Ниньо 1997-1998 был очень мощным. В 1999 году, после этого Эль-Ниньо, ЦПВ был самым неустойчивым.

3. Последствием Эль-Ниньо могут быть ВСП, которые приводят к неустойчивости связанной с ЦПВ области низких температур (температура менее 200 К). В годы с Эль-Ниньо (2010, 2015 и 2016), а также после Эль-Ниньо (1999 год) наблюдались серии ВСП, которые вызывали неустойчивость очага холода.

4. Эль-Ниньо может приводить к увеличению содержания озона, что видно по 2010, 2015 и 2016 годам, когда зона низкого содержания озона после февраля начинает быстро уменьшаться (отношение смеси увеличивается с 3.6 по 4.8 ppm).

5. Эль-Ниньо может приводить к увеличению общего содержания озона над северным полюсом, что видно по 2010, 2015 и 2016 годам (значение содержания озона увеличивается с 280 по 420-444 еД в течение февраля-марта).

Таким образом, Южная осцилляция оказывает глобальное влияние на атмосферу, вызывая неустойчивость ЦПВ через усиление распространения волновой активности из тропосферы в стратосферу, которое приводит к возникновению ВСП, а также приводит к заполнению зон низкого содержания озона и увеличению общего содержания озона. В этой связи использование данных климатического моделирования, имеющих как более длинные ряды, так и возможность использования нескольких реализаций, например, для современного климата может улучшить и уточнить полученные в настоящей работе оценки.

Выводы этого исследования основаны на анализе данных ре-анализа, охватывающих период с 1980 по 2016 г., в течение которых наблюдалось лишь несколько сильных явлений ENSO. В связи с этим использование данных климатического моделирования, имеющих как более длинные ряды, так и возможность использования нескольких реализаций, например, для современного климата может улучшить и уточнить полученные в настоящей работе оценки атмосферных параметров.

Для изучения относительной роли изменчивости температуры поверхности океана на фоне увеличения содержания углекислого газа с химико-климатической моделью были проведены численные эксперименты, в которых отдельно учитывалось влияние изменчивости температуры поверхности океана и увеличения содержания углекислого газа. Результаты модельных экспериментов с раздельным влиянием сравнивались с численным экспериментом, в котором учитывалось одновременное воздействие изменчивости температуры поверхности океана и содержания углекислого газа.

Результаты исследования показали, что изменение температуры воздуха нижней тропосферы хорошо коррелирует с изменениями ТПО (коэффициенты корреляции 0.7-0.9). Изменение температуры воздуха над океанами и прибрежными районами, в целом, соответствует изменчивости ТПО, хотя и увеличение содержания CO_2 и другие воздействия на атмосферу оказывают существенное влияние на приземную температуру. По результатам проведенных модельных экспериментов можно сделать вывод о том, что глобальное потепление обусловлено, в значительной степени, совокупностью воздействий на атмосферу и усиливается увеличением содержания CO_2 , тогда как изменения ТПО, главным образом, влияют на географическое распределение изменений температуры. При этом потепление нижней атмосферы приводит к тому, что океан начинает нагреваться, что вызывает таяние льдов, которое могло повлиять на остывание Лабрадорского течения и антарктических вод.

Что касается стратосферы, то в ней в течение исследуемого периода отмечается понижение температуры воздуха на 2-3 °С, а влияние океана на нее значительно слабее, чем на тропосферу. Результаты модельных расчетов показали, что если не учитывать изменения CO_2 то температура воздуха в стратосфере будет мало меняться. Таким образом, проведенное исследование показало, что для наблюдаемого охлаждения стратосферы значимым фактором являются изменения содержания CO_2 , фиксирование которого делает температуру стратосферы почти постоянной в течение 1980-2015 гг., а изменение ТПО оказывает на нее лишь незначительное влияние.

Изменение температуры поверхности океана также оказывает определенное влияние и на озоновый слой. Результаты моделирования, в целом, показывают снижение отношения смеси стратосферного озона в полярных регионах и увеличение в тропиках. При этом в целом по планете происходит увеличение отношения смеси озона. Как и в случае с температурой воздуха в стратосфере, распределение изменений содержания озона незначительно зависит от изменений ТПО, что делает этот фактор мало значимым. Большее значение для содержания озона имеет уровень CO_2 , влияющий на температуру стратосферы, в значительной степени определяющей скорость разрушения озона. Увеличение содержания озона обусловлено химическими процессами в стратосфере, а также снижением антропогенных выбросов хлора и брома в атмосферу.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства высшего образования и науки Российской Федерации (проект 5.6493.2017/8.9), а также в рамках проекта 17-05-01277-а Российского фонда фундаментальных исследований.



SESSION III

DEVELOPMENT OF EARTH SYSTEM MODEL COMPONENTS

СЕКЦИЯ III

РАЗРАБОТКА КОМПОНЕНТ МОДЕЛИ СИСТЕМЫ ЗЕМЛЯ

A study of the Atlantic and Pacific waters impact on reduction of the Arctic sea ice

Golubeva E., Iakshina D.

Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk State University, Russia
E-mail: e.golubeva.nsk@gmail.com

A regional SibCIOM (Siberian Coupled Ice-Ocean Model) numerical model developed in the ICMMG SB RAS was forced by 1948 -2017 atmospheric reanalysis data to simulate the Arctic Ocean sea ice and water mass variability. Simulation results reveal significant reduction of the summer Arctic sea ice extent during the last two decades with local minima in 2005, 2007 and 2012, which is in agreement with observations.

Special attention was given to variability of the Atlantic and Pacific water (AW and PW) masses entering the Arctic Ocean, simulated by numerical model. These water masses are important heat sources in the Arctic Basin, providing an additional mechanism of heat exchange in the Arctic atmosphere-ice-ocean system and, as a consequence, affecting the compactness and thickness of the sea ice. Based on the simulation results, it was found that the variability of the atmospheric dynamics influences not only the sea ice, but also the trajectory of the PW and AW. Changing in the direction of AW and PW circulation is most typical for the Canadian Basin. The areas, where the maximum melting rate at the bottom of the ice corresponds to the trajectories of the PW and AW, have been identified. In the model, the influence of PW on the sea ice is most pronounced in summer 2007, when the ice in the eastern sector of the Arctic Ocean disappeared. In the Atlantic region of the Arctic Ocean, the flow of warm AW causes a persistent lack of ice in the winter in the Barents Sea, in Norwegian Sea and in the eastern part of the Greenland Sea. An effect of AW on the Arctic sea ice can be traced north of the Spitsbergen and along the continental slope north of the Barents Sea, where the mixing processes cause warming of overlying layers and thinning of the ice.

Исследование вклада атлантических и тихоокеанских вод в процесс сокращения арктического морского льда

Голубева Е.Н., Якшина Д.Ф.

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирский национальный исследовательский университет, Россия
E-mail: e.golubeva.nsk@gmail.com

Среди множества физических процессов, свидетельствующих о том, что в последние два десятилетия в климатической системе Земли происходят значительные изменения, наиболее ярким является резкое сокращение в летний период площади Арктического морского льда, начавшееся в начале 2000-х годов. В течение последних десятилетий происходило постепенное сокращение объема многолетнего льда, переход к доминированию сезонного льда над многолетним [1]. По данным Национального Центра обработки данных снега и льда в США (National Snow and Ice Data Center, NSIDC) абсолютный минимум площади льда в СЛО (3,41 млн.кв.км) был зафиксирован в сентябре 2012 г, это значение на 49% ниже среднего за период с 1979 по 2000 гг. [2]. В настоящее время тенденция сокращения льда сохраняется. скорость сокращения арктического льда составляет 12.8% за десятилетие относительно среднего состояния в период с 1981 по 2010.

Определяющая роль в процессе сокращения арктического морского льда традиционно отводится атмосфере в связи с регистрируемым повышением приземной температуры воздуха в полярных широтах и изменением циркуляционного режима, формирующего устойчивый вынос льда за пределы Арктического бассейна [3,4]. Среди вероятных причин, способствующих установлению современного состояния ледяного покрова Северного Ледовитого океана, рассматривается также усиление теплового воздействия поступающих в Арктический бассейн атлантических и тихоокеанских вод.

Тихоокеанские воды поступают в Северный Ледовитый океан через Берингов пролив и распространяются в виде поверхностного течения на шельфе Чукотского моря [5]. Летом тихоокеанские воды модифицируются на Чукотском шельфе за счет обмена с атмосферой и процессов перемешивания, заглубляются, поскольку обладают более высокой соленостью по сравнению с поверхностными водами СЛО, и распространяются далее в глубинной части СЛО в слое от 50 до 150 м, отдавая тепло соседним слоям, способствуя повышению температуры поверхностного слоя и сокращению толщины ледяного покрова. В Арктическом бассейне эти воды, получившие название летних тихоокеанских вод, выделяются по локальному максимуму температуры, расположенному под верхним перемешанным слоем. Данные наблюдений показали, что в тихоокеанском секторе в период с 2001 по 2007 гг. в два раза увеличился поток тепла, поступающий в СЛО через Берингов пролив [6]. Оценки потока тепла для 2007 г. показали, что он сравним с потоком коротковолновой радиации в Чукотское море и способен растопить до 30 % общего объема льда, растаявшего летом 2007. Недавний анализ данных наблюдений [7] показал, что в период с 1997 по 2017 гг. в море Бофорта почти в два раза увеличилось теплосодержание на единицу объема в слое галоклина. Причиной этого считается аномальный прогрев тихоокеанских вод на шельфе Чукотского моря и дальнейшее распространение тепла в центральную часть Канадского бассейна.

В приатлантическом секторе доказательства влияния теплового воздействия атлантических вод на ледяной покров в западной части котловины Нансена были получены на основе обработки данных гидрологических съемок о температуре атлантических вод, сплоченности и толщине льда за период 1979–2011 гг. [8,9]. Традиционно считалось, что высвобождению атлантического тепла препятствует устойчивая стратификация в большей части Арктики, запирающая атлантический теплый слой под слоем галоклина. Исключением является область к северо-востоку от Шпицбергена, где непосредственное взаимодействие полярных и атлантических вод приводит к интенсивному перемешиванию и передаче тепла в верхний слой океана и к нижней поверхности льда. Климатические процессы, происходящие в последние годы, усиливают роль атлантических вод в сокращении ледового покрова океана. Проведенные исследования [10–12] свидетельствуют о том, что, потенциально, атлантическая вода, циркулирующая в Арктике, содержит достаточное количество тепла, для того чтобы растопить арктический лед. Повышение температуры воды и подъем ядра атлантических вод к поверхности способствуют передаче тепла в вышележащие слои и подтаиванию морского льда. Высвобождение океанического тепла уменьшает процессы образования льда в степени сравнимой с потерями льда благодаря атмосферному термодинамическому воздействию, особенно сильно это сказывается на ледовом покрове Евразийского бассейна. С 2011 года сентябрьская площадь покрытия льдом этого региона составляет менее 10 процентов, можно говорить о том, что лед становится сезонным. Последние исследования [13] свидетельствуют о том, что область усиленной передачи тепла от слоя атлантических вод к поверхности теперь не ограничивается акваторией, прилегающей к Шпицбергену. Подобные условия теперь наблюдаются в большей части Евразийского бассейна.



Трехмерная численная модель SibCIOM (Siberian coupled ice-ocean model), разработанная в ИВ-МиМГ СО РАН, [14], использующая данные реанализа атмосферы, моделирует состояние вод и морского льда Северного Ледовитого океана для периода с 1948 по 2017 гг. Анализ расчетных полей позволяет выделить акватории, где максимальная скорость таяния на нижней поверхности льда соответствует траектории распространения тихоокеанских и атлантических вод.

В модельных расчетах влияние тихоокеанских вод отчетливо прослеживается летом 2007 г., когда произошло исчезновение льда в тихоокеанском секторе. Освобождение ото льда способствовало дополнительному нагреву этой части океана и последующему переносу океаническими течениями. Вклад течений наиболее явно выражен в распределении, представляющем поле скорости таяния льда в сентябре. В последующие годы в модели формируется перенос тепла в центральную часть Канадского бассейна и аккумуляция его в море Бофорта.

Считается, что в приатлантическом секторе Арктического бассейна тепловые потоки, подходящие от океана к нижней границе ледового покрова и вызывающие таяние льда, обусловлены атлантическими промежуточными водами. Эта гипотеза неоднократно подтверждалась исследованиями с помощью аналитических моделей [15,16]. Передача тепла, поступающего от атлантических вод, в атмосферу и к нижней поверхности морского льда в модельном эксперименте наиболее отчетливо проявляется в Баренцевом и Норвежском морях и в восточной части Гренландского моря, где отсутствует лед даже в зимний период. Влияние атлантических вод в последние годы явно прослеживается к северу от Шпицбергена, где толщина льда в модельном расчете меняется от 1 до 50 см. Поле скорости таяния льда на нижней поверхности в зимний период устойчиво показывает ненулевые значения в этой области и на кромке льда в Гренландском море. Также заметно сокращение толщины льда вдоль материкового склона к северу от Баренцева моря, где теплые атлантические воды располагаются наиболее близко к поверхности, и процессы перемешивания способствуют вовлечению вод и передаче тепла вышележащим слоям.

Для того чтобы оценить роль океана в сокращении арктического льда были оценены потоки тепла на границах океан-лед и атмосфера-лед и с помощью коэффициентов линейной корреляции рассчитан вклад тех и других в изменчивость ледового покрова. Величина тепловых потоков, поступающих от океана, рассчитанных на основе численного моделирования, варьируется между регионами, в зависимости от траектории распространения атлантических вод. Были рассчитаны временные массивы среднемесячных осредненных по каждому из 20 регионов потоков океан-лед и атмосфера-лед, а также массивы среднемесячного объема льда в этих регионах для периода 1967-2015. Рассчитанные коэффициенты корреляции между потоком тепла океан-лед и объемом льда наиболее высоки в регионах, расположенных вдоль траектории движения атлантических и тихоокеанских вод.

Серия численных экспериментов, была направлена на исследование чувствительности модели к усилению динамического фактора атмосферы за счет усиления/ослабления антициклонической циркуляции в море Бофорта и циклонической циркуляции в приатлантическом секторе. Проведенное исследование, с одной стороны, выявило области наибольшего влияния океанических потоков на морской лед, с другой стороны, показало неоднозначность процессов взаимодействия океанических течений и морского льда.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ (№17-05-00382-А, 17-05-00396-А).

Литература:

1. Kwok R., Cunningham G.F., Wensnahan M., Rigor I., Zwally H.J., Yi D. Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003–2008. *J. Geophys. Res.* 2009, V. 114. C07005. doi: 10.1029/2009JC005312.
2. <http://nsidc.org/arcticseaicenews/2014/09/> NSIDC: Arctic sea ice reaches minimum extent for 2014. *Arctic Sea Ice News and Analysis. National Snow and Ice Data Center (NSIDC), Boulder, CO.* 2014.
3. Иванов В.В., В. А. Алексеев, Т. А. Алексеева, Н. В. Колдунов, И. А. Репина, А. В. Смирнов. Арктический ледяной покров становится сезонным? *ИССЛЕДОВАНИЕ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА*, 2013, № 4, с. 50–65
4. Polyakov, I., Timokhov, L., Alexeev, V., Bacon, S., Dmitrenko, I., Fortier, L., et al. (2010). Arctic Ocean warming contributes to reduced polar ice cap. *J. Phys. Oceanogr.* 40, 2743–2756. doi: 10.1175/2010JPO4339.1
5. Coachman, L. K., and C. A. Barnes. *The contribution of Bering Sea Water to the Arctic Ocean, Arctic.* 1961, 14.3: 147–161.
6. Woodgate, R. A., T. Weingartner, and R. Lindsay, *The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea-ice retreat. Geophys. Res. Lett.*, 2010, 37: 1-5, doi:10.1029/2009GL041621
7. M.-L. Timmermans, J. Toole, R. Krishfield, *Warming of the interior Arctic Ocean linked to sea ice losses at the basin margins. Science Advances*, Vol. 4, no. 8, eaat6773, DOI: 10.1126/sciadv.aat6773
8. Ivanov, V. V., Alexeev, V. A., Repina, I., Koldunov, N. V. and Smirnov, A. *Tracing Atlantic Water signature in the Arctic sea ice cover east of Svalbard. Advances in Meteorology.* 2012: 1- 11, doi: 10.1155/2012/201818

9. Rudels B., U. Schauer, G. Björk, M. Korhonen, S. Pisarev, B. Rabe, and A. Wisotzki: Observations of water masses and circulation with focus on the Eurasian Basin of the Arctic Ocean from the 1990s to the late 2000s, *Ocean Sci.*, 9: 147–169, doi:10.5194/os-9-147-2013
10. Y. Aksenov et al. The Arctic Circumpolar Boundary Current. *J. Geophys. Res.* 116, C09017 (2011). DOI: 10.1029/2010JC006637
11. Pnyushkov, A. V., I. V. Polyakov, V. V. Ivanov, Y. Aksenov, A. C. Coward, M. Janout, and B. Rabe (2015), Structure and variability of the boundary current in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean, *Deep Sea Res., Part I*, 101, 80–97, doi:10.1016/j.dsr.2015.03.001
12. B. Rudels, E. P., Jones, L. G. Anderson, G. Kattner, in *The Polar Oceans and Their Role 295 in Shaping the Global Environment: The Nansen Centennial Volume*, AGU 296 Geophysical Monograph vol. 85, American Geophysical Union, Washington DC, 1994, 297 33-46 (1994).
13. Polyakov, I. V., Pnyushkov, A. V., Alkire, M. B., Ashik, I. M., Baumann, T. M., Carmack, E. C., Goszczko, I., Guthrie, J., Ivanov, V. V., Kanzow, T., Krishfield, R., Kwok, R., Sundfjord, A., Morison, J., Rember, R. and Yulin, A. (2017): Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean, *Science*, 356 (6335), pp. 285-291. doi: 10.1126/science.aai8204
14. Голубева Е.Н., Платов Г.А. Численное моделирование отклика Арктической системы океан-лед на вариации атмосферной циркуляции 1948 – 2007 гг. // *Известия РАН. ФАО.* 2009. Т. 45. №1. С. 145-160.
15. Rudels, B., L. G. Anderson, and E. P. Jones, 1996: Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 101, 8807–8821
16. Steele, M., and T. Boyd, 1998: Retreat of the cold halocline layer in the Arctic Ocean. *J. Geophys. Res.*, 103, 10 419–10 435.

The response of Arctic Ocean methane hydrate to the climate change

¹Malakhova V.V., ²Golubeva E.N.

¹ Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

² Novosibirsk State University, Russia

E-mail: malax@sscc.ru

Recent estimates show that the bottom sediments of the Arctic Ocean contain vast amounts of methane in various forms of gas hydrates. Submarine gas hydrates are generally stable under high pressures and low temperatures. Thus, gas hydrates can become a serious geological hazard in the near future due to global warming and its subsequent effect on the stability marine gas hydrates. The objective of the present study is to analyze the interactions between a methane hydrates stability zone and the ocean temperature variations and to define the hydrate sensitivity to the contemporary warming in the Arctic Ocean. We apply a numerical model that estimates the base of the methane hydrate stability zone in the Arctic Ocean, taking into account the change in temperature of the bottom water.

The model of thermophysical processes in bottom sediments, supplemented by the climate change scenario on the Arctic shelf in the geological section of 1500 m for the last 400 thousand years has been developed. The current state of the permafrost rocks and the thickness of the stability zone of the methane hydrates of the Arctic Shelf are estimated, taking into account the data on the intensity of heat flow and salinity of pore waters. According to the calculations, the thickness of the frozen layer in the bottom sediments of the shelf depends on the depth of the sea, the geothermal flow, and salinity of the bottom sediments and ranges from 50 to 700 m. The formation and existence of a gas hydrates stability zone correlates with the dynamics of the lower boundary of the permafrost layer. Like the dynamics of the bottom layer of frozen rocks, the depth of the lower boundary of this zone depends on the values of the geothermal flow and the modern depth of the shelf. The position of the upper boundary depends primarily on the depth of the sea. It is located 120-220 m below the seabed, which makes gas hydrates an isolated layer of frozen rocks. The increased intensity of the heat flux in the rift structures leads to the absence of conditions for the formation of gas hydrates in the northern part of the Laptev Sea.

Using the model the influence of talik zones associated with thermokarst lakes and processes in rift zones on the dynamics of sub-sea permafrost rocks and for the conditions of the Laptev Sea shelf has been analyzed. The intensification of underwater permafrost degradation is also evident in areas where thermokarst lakes are developing, and is associated with an increase in temperature at the upper boundary of bottom sediments. The presence of rift zones and/or thermokarst lakes contribute to the reduction of the permafrost, and, with their simultaneous influence, to the through-melting of the permafrost of the interglacial.

To obtain the spatial–temporary variability of the ocean bottom temperature we employ the ICMMG regional Arctic–North Atlantic ocean model that has been developed in the Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics. This study is based on the combination of the joint ocean-ice model, a one-dimensional thermal diffusion sediment model and the methane hydrate stability zone simulation. We have focused on the period of 1948–2015. Results of the mathematical modeling of the dynamics of methane hydrate stability zone in the Arctic Ocean sediment are reported. We find that the reduction of the methane hydrate stability zone occurs in the Arctic Ocean between 250 and 400 m water depths within the upper 100 m of sediment in the Atlantic inflow area. We have identified the areas of the Arctic Ocean where an increase in methane release is probable to occur at the present time.

Отклик метангидратов донных отложений Северного Ледовитого океана на изменения климата

¹Малахова В.В., ^{1,2}Голубева Е.Н.

¹ Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

² Новосибирский национальный исследовательский университет, Россия

E-mail: malax@sscc.ru

Природные газовые гидраты, обнаруженные в большом количестве в донных отложениях морей и океанов [1] – возможный источник метана, который может включиться в результате повышения температуры придонной воды или уменьшения уровня океана. Большое количество метана законсервировано в газовых гидратах морских отложений Северного Ледовитого океана (СЛО). Поддонные метангидраты Арктического бассейна подвержены тепловому воздействию при потеплении придонного слоя воды на глубинах 250–300 м [2]. На мелководном арктическом шельфе с глубинами менее 120 м зона стабильности газовых гидратов (ЗСГГ) связана с наличием подводной мерзлоты [3]. Процессы, которые регулируют деградацию газовых гидратов, потоки метана из донных отложений в воду, перенос растворенного метана в толще воды и его поступление в атмосферу Арктики, изучены недостаточно [2].

В данной работе исследуется возможное увеличение выброса метана из донных отложений морского дна в Северном Ледовитом океане, которое может быть связано с изменением климата. В исследовании мы рассматриваем два вида газовых гидратов: 1) глубоководные метангидраты СЛО, которые формируются при благоприятных термобарических условиях, начиная с морских глубин 250 м; 2) метангидраты, которые могут существовать в условиях многолетнемерзлых пород (ММП) арктических шельфов при глубине воды менее 120 м.

Для анализа влияния изменений климата на ледовый покров, термохалинную структуру Северного Ледовитого океана (СЛО), подводную мерзлоту арктических шельфов, зону стабильности газовых гидратов мы используем комплекс взаимодействующих численных моделей. Комплекс включает следующие модели: численную модель океана и морского льда (SibCIOM), воспроизводящую изменчивость состояния СЛО, созданную в ИВМиМГ СО РАН [4]; модель термофизических процессов в донных отложениях океана [5, 6], основанную на модели наземной мерзлоты; блок по расчету термобарических условий существования газогидратов метана [7]. Такой подход позволяет проанализировать временные и пространственные изменения в состоянии зоны стабильности газовых гидратов в СЛО, а также выделить области наиболее чувствительные к возможным климатическим изменениям. Для оценки мощности зоны стабильности используется температура придонной воды, полученная в результате численного эксперимента, проведенного с использованием модели океан - лед SibCIOM.

Для исследования динамики субаквальных ММП арктического шельфа и определения ее современной мощности используется модель наземной мерзлоты, адаптированная для донных отложений в субаквальных условиях. При моделировании подводной мерзлоты на арктическом шельфе мы используем подход, в котором учитывается представление об изменении уровня океана и положения береговой линии. Предполагается, что субаквальная мерзлота сформировалась на суше в холодную эпоху в период понижения уровня океана и осушения шельфа. Мы исходим из предположения, что область шельфа с глубинами до 100–120 м в ледниковые периоды была сушей [3]. На ней в результате промерзания под воздействием низкой температуры атмосферы сформировалась мерзлота, в структуру которой метан мог включаться в форме газовых гидратов. В ходе последующих трансгрессий океана, задается затопление мерзлых отложений. Сильная зависимость продолжительности периодов затопления или осушения шельфа от его современной глубины определяет формирование мерзлого слоя различной мощности: с ростом глубины шельфа увеличивается продолжительность периодов трансгрессии и соответствующих периодов деградации субаквальной мерзлоты [8].

Для оценки современного состояния подводной мерзлоты и учета температуры и солёности придонной воды, полученных из климатической модели, проведена адаптация модели термофизических процессов в донных отложениях арктических морей на вычислительную сетку модели океан-лед. В данном исследовании мы исходим из предположения, что основными отличиями в физико-географических условиях на шельфе являются: для палеоусловий - используемая схема трансгрессий - регрессий, геотермический поток, поля температуры и солёности (на основе среднеклиматических данных), для современных условий, начиная с 1948 года, - моделируемое поле температур и солёности придонной воды [6, 9].

Получены оценки современного состояния многолетнемерзлых пород и толщины зоны стабильности метангидратов Восточно-Сибирского шельфа с учетом данных интенсивности теплового потока и солёности поровых вод. Согласно проведенным расчетам толщина мерзлого слоя в донных отложениях шельфа зависит от глубины моря, геотермического потока, засоления донных отложений и составляет от 50 до 700 м. В результате исследования получена мощность ЗСГГ метана для мелководных арктических шельфов от 950 м для внутреннего шельфа (глубина воды 10-20 м) и менее 100 м для внешнего шельфа (глубина воды 70-100 м), рис. 1а. Формирование и существование зоны стабильности газовых гидратов коррелирует с динамикой нижней границы многолетнемерзлого слоя. Подобно динамике подошвы слоя мерзлых пород, глубина залегания нижней границы этой зоны зависит от значений геотермического потока и современной глубины шельфа. Положение верхней границы зависит, прежде всего, от глубины моря. Она расположена на 120-220 м ниже морского дна, что делает газовые гидраты изолированными слоем мерзлых пород, рис. 1б. Повышенная интенсивность потока тепла в рифтовых структурах приводит к отсутствию условий образования газогидратов в северной части моря Лаптевых. Смещение верхней границы ЗСГГ за период с 1948 до 2015 года составило не более одного метра за счет изменения температуры в толще донных пород. Что является результатом незначительных изменений в рассчитанных температурных профилях на глубинах, где выполнены условия существования газогидратов. Газогидратный слой остается изолированным от поверхности морского дна слоем мерзлого грунта, так как верхняя граница ЗСГГ находится на глубине 120-220 м ниже дна. При полученных скоростях деградации мерзлоты зона стабильности гидратов метана останется изолированной еще несколько тысяч лет.

При оценке мощности ЗСГГ метана для глубоководных областей СЛО без учета подводной мерзлоты начальные температурные профили в донных отложениях для каждой точки широтно-долготной сетки получены как решение уравнения теплопереноса до установления с учетом придонной температуры, осредненной для периода 1950-1960 гг., в виде верхнего граничного условия. Для выделения области донных осадков с достаточными для образования гидратов метана термобарическими условиями использовалось соотношение для устойчивого существования метангидрата в системе «гидрат-вода» без учета льда.

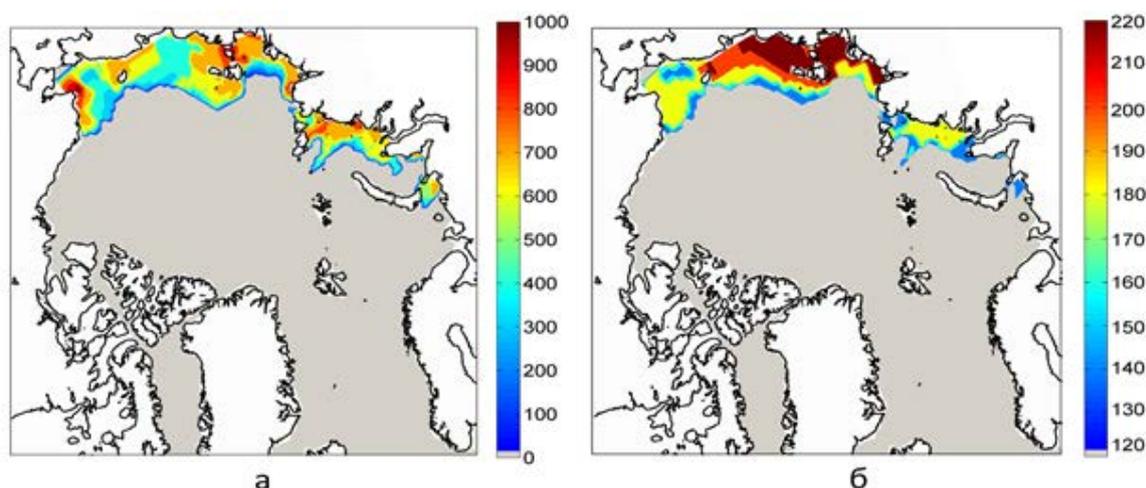


Рис. 1. (а) - Рассчитанная мощность зоны стабильности гидратов метана (в м) в условиях субаквальной мерзлоты для мелководных шельфов арктических морей; (б) – положение верхней границы зоны стабильности под морским дном (в м).

Термодинамический режим СЛО соответствует условиям для формирования газогидратов метана. Условия для существования газогидратов выполняются, начиная с глубин 250-300 м. В данном исследовании мы исключили глубоководные области СЛО (более 3000 м), так как они считаются не газоносными. Верхняя граница ЗСГГ не всегда морское дно, так при водных глубинах менее 300 м она находится на глубине порядка 50 м ниже дна. Основное отличие глубоководных гидратов от рассмотренных ранее гидратов криогенного типа – возможность существования на небольших поддонных глубинах. Поэтому они менее устойчивы к происходящим процессам потепления в придонном слое воды.

Мощность зоны стабильности газовых гидратов получена с учетом географического распределения величины геотермического потока, который основан на имеющихся глобальных данных теплового потока (более 38 000 измерений) [10] и составила 100-1000 м, рис.2а.

По результатам проведенных расчётов метангидраты, присутствующие на морских глубинах 250-400 м, наиболее подвержены тепловому воздействию. Последствием аномально теплого притока атлантических вод явилось повышение температуры придонного слоя вод в Баренцевом море на 0,5 – 1,5 градуса в период с середины 1980-х годов до настоящего времени [11]. По нашим оценкам, повышение температуры придонной воды в этих областях привело к сокращению ЗСГГ на 20 - 40 м в период 1990-2015 гг., рис. 2б.

При этом отметим, что влияние величины геотермического потока существенно лишь для нижних границ зоны термодинамической устойчивости гидратов метана и, соответственно, для оценок мощности этой зоны, рис.2а. При оценках чувствительности ЗСГГ к изменениям температуры придонной воды влияние интенсивности геотермического потока на нижней границе расчётной области относительно слабое [11].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены оценки чувствительности зоны стабильности метангидратов к климатическим изменениям за прошедшие несколько десятилетий для всей области СЛО.

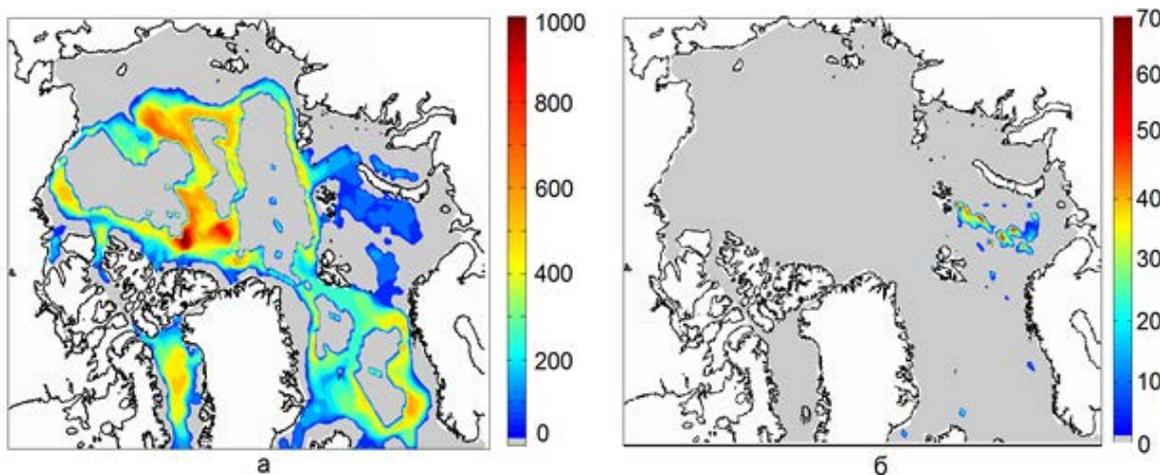


Рис. 2. Рассчитанная мощность зоны стабильности гидратов метана (в м) в Северном Ледовитом океане без учета многолетнемерзлых пород на шельфах; (б) – изменение положения (понижение) верхней границы зоны стабильности метангидратов за период с 1950 по 2015 год (в м).

Созданная модель динамики мерзлых и охлажденных пород в донных отложениях арктических шельфов позволяет выделять участки стабильного состояния и деградации, как субаквальной мерзлоты, так и слоя гидратов метана. Проведённый анализ не подтверждает, что интенсивность деградации подводной мерзлоты на шельфе морей Арктики в настоящее время обусловлена современными изменениями климата. Деградации подводной мерзлоты происходит как следствие океанической трансгрессии, а ее интенсификация проявляется в районах, где развивались термокарстовые озёра [6]. Время отклика ЗСГГ шельфа на изменения климата достигает 15 тыс. лет, т. е. превышает длительность голоцена [8]. Как следствие, наблюдаемое выделение метана с шельфа в современный период связано не с потеплением XX-XXI века, а с окончанием последнего ледникового цикла.

Глубоководные газогидратные залежи, существующие в отложениях дна на морских глубинах 250-400 м, чувствительны к происходящим изменениям климата. Потепление в слое атлантических водных масс будет оказывать основное влияние на состояние поддонных газовых гидратов СЛО. Нарушение условий устойчивого состояния гидратов метана и возможная их деградация могут приводить к накоплению свободного метана в слоях донных отложений. Наблюдения потоков метана в СЛО [12] согласуются с областями наиболее чувствительными к возможному потеплению, указанными в настоящем исследовании.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ (№17-05-00396, 18-05-00382, 18-05-60111).

Литература:

1. Ruppel, C. D., and Kessler, J. D.: *The interaction of climate change and methane hydrates // Reviews of Geophysics.* 2017. V.55. P. 126-168.
2. James R H, Bousquet P, Bussmann I, Kipfer R, Haeckel M, Leifer I, Niemann H, Ostrovsky I, Piskozub J, Rehder G, Treude T, Vielstädte L, and Greinert J *Effects of climate change on methane emis-*

- sions from seafloor sediments in the Arctic Ocean: A review // *Limnology and Oceanography*. 2016. V. 61 (S1). P. S283-S299
3. Romanovskii N.N., Hubberten H.W., Gavrilov A.V., et al. Offshore permafrost and gas hydrate stability zone on the shelf of East Siberian Seas // *Geo-Mar. Lett.* 2005. V. 25. P. 167–182.
 4. Голубева Е.Н., Платов Г.А. Численное моделирование отклика Арктической системы океан-лед на вариации атмосферной циркуляции 1948 – 2007 гг. // *Известия РАН. ФАО*. 2009. Т. 45. №1. С. 145-160.
 5. Малахова В.В., Елисеев А.В. Влияние рифтовых зон и термокарстовых озер на формирование субаквальной мерзлоты и зоны стабильности метаногидратов шельфа моря Лаптевых в плейстоцене // *Лед и снег*. 2018. Т. 58. № 2. С.231-242.
 6. Malakhova V.V. Estimation of the subsea permafrost thickness in the Arctic Shelf. *Proc. SPIE. 24th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*. 2018; 10833 (108337T). doi: 10.1117/12.2504197
 7. Moridis, G.J. Numerical studies of gas production from methane hydrates // *Society of Petroleum Engineers Journal*. 2003. V. 32. № 8. P. 359-370.
 8. Malakhova V.V., Eliseev A.V. The role of heat transfer time scale in the evolution of the subsea permafrost and associated methane hydrates stability zone during glacial cycles // *Glob. Planet. Change*. 2017. V. 157. P. 18-25.
 9. Елисеев А.В., Малахова В.В., Аржанов М.М. и др. Изменение границ многолетнемерзлого слоя и зоны стабильности гидратов метана на арктическом шельфе Евразии в 1950-2100 гг. // *ДАН*. 2015. Т. 465. № 5. С. 598-603.
 10. Davies J. H. Global map of Solid Earth surface heat flow // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2013. V. 14. № 10. P. 4608-4622.
 11. Malakhova V.V., Golubeva E.N., Iakshina D.F. Sensitivity of the arctic ocean gas hydrate to climate changes in the period of 1948-2015 // *Proceedings of Spie. 24th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics*. 2017. 1046656. doi: 10.1117/12.2285524
 12. Юрганов Л.Н., Лейфер А., Лунд Майр К. Сезонная и межгодовая изменчивость атмосферного метана над морями Северного Ледовитого океана по спутниковым данным // *Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса*. 2016. Т. 13. № 2. С. 107–119.

Study of cascading processes on the Kara Sea shelf

¹Platov G., ¹Golubeva E., ²Karachakova A.

¹ Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

² Novosibirsk State University, Russia

E-mail: Platov.G@gmail.com

INTRODUCTON

This study is a review to identify the most interesting features of the dynamics of the Kara Sea waters and problems that could be solved using an approach based on numerical modeling using a regional shelf model with high resolution embedded in a coupled large-scale model of the ocean and ice of the Arctic Ocean and North Atlantic, SibCIOM. The special role of such models lies in the possibilities of a detailed description of mesoscale processes, such as mesoscale eddies in the frontal zones and cascading of shelf waters.

Atlantic water

The system of currents in the area of the St. Anna trough is of increased interest to researchers of the Kara Sea and the Arctic Ocean. The flow chart is presented by Dmitrenko et al. [10] based on analysis of data from Hanzlick and Aagaard [12], Rudels et al. [27]. The influence of Atlantic waters here is predominant. The branch of the Fram Strait passing through the eastern sector, following the isobaths, reaches the mouth of the trough and here splits into two branches: the first follows further to the Laptev Sea, the second goes along the western slope into the trough, reaches its headwater, turns around and returns to the open ocean along eastern slope. Another branch of the Atlantic waters passing through the Barents Sea opening also reaches the area of the St. Anna trough. Crossing the Barents Sea, the depth of which is 200–300 m along the trajectory, it is subjected to active interaction with surface waters and the atmosphere [7,34].

River plume

River flow is a major factor in the hydrology of the Kara Sea. The two largest Siberian rivers - the Ob and the Yenisei - together with small rivers flow into the Kara Sea. The catchment area of the Ob and Yenisei rivers

is 5.5 million km², which is about 4% of the earth's surface [23]. The Kara Sea receives more than half of the river flow from the Siberian Arctic and more than a third of the total river flow into the Arctic Ocean [2, 23]. The annual river flow into the Kara Sea is 1,100–1300 km³, of which Ob and Yenisei discharge 400–450 and 600–630 km³ per year, respectively.

There are three types of distribution of desalinated water: "Western", "Central" and "Eastern" [21,30]. The "western" type is characterized by the distribution of desalinated water to the eastern vicinity of the Novaya Zemlya. The "central" type is distinguished by the penetration of desalinated waters north of the mouths of rivers. The "Eastern" type implies that the river waters are held along the coast by a boundary current and transferred to the islands of Severnaya Zemlya and further to the Laptev Sea.

Formation of dense waters and cascading

The formation of dense waters in the neighboring Barents Sea occurs under the influence of the formation of sea ice in coastal areas and as a result of processes in polynyas [18,8]. This creates salt-rich dense water that sinks and forms a layer of lower halocline water. The localized formation of dense water is often associated with the opening of polynyas due to coastal winds and the influence of tides on the ice cover (for example, [20,18,31,33,4]). To the west of Novaya Zemlya, cold eastern winds in winter often contribute to the opening of a polynya [18] and the formation of more than 10 m of ice in this polynya during the middle winter [35].

Low temperature, high salinity and density suggest that, reaching the slope of St. Anna's trough, these waters are the source of the cascading that occurs here.

Исследование процессов каскадинга на шельфе Карского моря

¹Платов Г.А., ¹Голубева Е.Н., ²Карачакова А.Р.

¹ Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

² Новосибирский государственный университет, Россия

E-mail: Platov.G@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ

Данная работа представляет собой обзор с целью выявления наиболее интересных особенностей динамики вод Карского моря и проблем, решение которых можно было бы искать с использованием подхода, основанного на численном моделировании с помощью региональной шельфовой модели с подробным разрешением, вложенной в крупномасштабную модель океана и льда Северного Ледовитого океана и северной Атлантики, SibCIOM. Особая роль таких моделей состоит в возможностях подробного описания мезомасштабных процессов, таких как мезомасштабные вихри во фронтальных зонах и каскадинг шельфовых вод.

Общая картина движений в районе шельфа Карского моря

Одним из первых документированных представлений о картине течений верхнего слоя Карского моря является работа Березкина и Ратманова [1]. Основные черты представленной циркуляции сводились к наличию вдольберегового течения следующего вдоль западного побережья Новой Земли, далее вдоль его восточного берега, обратно на север вдоль западного берега Ямала и вдоль берега материка на восток в сторону проливов Вилькицкого и Шокальского. В центральной части Карского моря, таким образом предполагалось формирование антициклонического круговорота. Ряд ответвлений от этого основного направления переноса вод был представлен течением на север вдоль восточных склонов трога Св. Анны и трога Воронина. В дальнейшем эта схема неоднократно уточнялась как на основе новых наблюдений так и в результате численного моделирования [3,14,16,5] с использованием простых баротропных или бароклинных диагностических моделей. Эти исследования показали, что циркуляция Карского моря значительно меняется в зависимости от преобладающего атмосферного воздействия. Взаимодействия шельфа с глубоким океаном осуществляется преимущественно через донные ложбины (троги), наиболее эффективным в этом плане является трог Святой Анны [10]. Региональная циркуляция в основном регулируется топографическими особенностями, пограничными течениями шельфового склона, фронтальным взаимодействием на границе вод разнородного происхождения и на границе льда и открытой воды [27,28,24, 36]. Более детальное численное исследование Harms и Karcher [14,16] показало, что под воздействием сезонной атмосферной климатологии обнаруживается отсутствие выраженной антициклонической циркуляции в центральной части Карского моря, а пресная речная вода Оби и Енисея течет на север и восток, образуя три четкие ветви. В работе [22] на основе ассимиляции

всей совокупности имеющихся данных произведена попытка восстановления климатического распределения температуры, солености и скорости течений. Согласно представленным ими результатам, речные воды, попадая в Карское море отклонялись на запад и затем, следуя вдоль склона Новоземельской впадины достигали северной оконечности этого острова. Циркуляция характеризуется притоками 0,63 Св через пролив Карские Ворота и 1,18 Св поступает между Землей Франца Иосифа и Новой Землей. Около 80% воды Карских Ворот пересекает все море и течет в море Лаптевых через проливы Вилькицкого и Шокальского. Остальная часть притока Карских Ворот проходит через трог Воронина. Приток воды, поступающей к северу от Новой Земли, продолжает движение вдоль трога Святой Анны.

Атлантические воды

Система течений в районе трога Святой Анны вызывает повышенный интерес исследователей Карского моря и Северного Ледовитого океана. Схема течений представлена Dmitrenko et al. [10] на основе анализа данных Hanzlick и Aagaard [12], Rudels et al. [27]. Влияние атлантических вод здесь является преобладающим. Ветвь течения проходящего через восточный сектор пролива Фрама, следуя изобатам достигает устья трога и здесь распадается на два ответвления: первое следует далее в сторону моря Лаптевых, второе заходит вдоль западного склона в трог, доходит до его верховий и, развернувшись, возвращается в открытый океан вдоль восточного склона. Другая ветвь атлантических вод проходящая через Баренцево море также достигает района трога Святой Анны. Пересекая акваторию Баренцева моря, глубина которой составляет вдоль траектории 200–300 м, она оказывается подвергнутой активному взаимодействию с поверхностными водами и атмосферой [7,34]. Анализируя период 1989–2004 Aksekov et al. [6] показали что приток атлантических вод в Арктику был разделен в равных долях между проходом Баренцева моря и проливом Фрама снабжая примерно равным притоком соли. В тоже время было обнаружено что наибольший приток тепла осуществлялся через пролив Фрама. Модель продемонстрировала сложный характер движения и трансформации атлантических вод в Баренцевом море. Одна из модификаций придонной части этих вод, сформированная в юго-восточной части моря в результате полного конвективного перемешивания в этом районе образуют нижние халоклинные воды поступающие в северную часть Карского моря и следующие далее в открытый океан вдоль правого склона трога Святой Анны. Большая часть этого потока имеет температуру ниже нуля, при этом максимальная скорость его движения достигается вблизи дна, где температура практически постоянна в течение года и на 50% равна примерно -0.5°C . Эта вода представляет собой смесь теплой соленой воды Атлантического океана и холодной, обогащенной солью воды, возникающей в результате льдообразования и конвекции в полыньях к западу от Новой Земли. Высвобождаемая здесь соль увеличивает плотность поверхностного слоя в достаточной для конвекции степени. Сформированный таким образом глубокий слой продолжает свое движение до Карского моря без дальнейших изменений и входит в бассейн Нансена на глубине ядра теплой соленой ветви пролива Фрам или ниже его. Все эти факторы говорят о том, что, достигая склона трога Святой Анны, эти воды являются источником возникающего здесь каскадинга.

Речной плюм

Речной сток является основным фактором гидрологии Карского моря. Две крупнейшие сибирские реки - Обь и Енисей - вместе с небольшими реками впадают в Карское море. Площадь водосбора рек Обь и Енисей составляет 5,5 млн км², что составляет около 4% поверхности земли [23]. Карское море получает более половины речного стока из Сибирской Арктики и более трети общего речного стока в Северный Ледовитый океан [2, 23]. Годовой сток реки в Карское море составляет 1100–1300 км³, из которых Обь и Енисей сбрасывают 400–450 и 600–630 км³ в год соответственно.

Речные воды распространяются в верхнем слое моря толщиной около 5–15 м. Согласно имеющимся оценкам [23], опресненные воды могут занимать до 40% площади Карского моря. Характер проникновения речной воды в море и конфигурация слоя опресненных вод постоянно изменяются в зависимости от объема речного стока и от ветровых условий. Различают три типа распространения опресненных вод: «западный», «центральный» (или «всеорообразный») и «восточный» [21,30]. Для «западного» типа характерно распространение опресненных вод до восточной окраины островов Новой Земли. «Центральный» тип отличается проникновением опресненных вод к северу от устьев рек. «Восточный» тип подразумевает, что речные воды удерживаются у берега пограничным течением и переносятся в сторону островов Северной Земли и далее в море Лаптевых.

Harms et al. [15], моделируя движение частиц, по результатам показали, что трассеры Оби и Енисея ведут себя по-разному. Енисейские трассеры довольно быстро покидают Карское море в направлении Северного Ледовитого океана или моря Лаптевых, а трассеры Оби распространяются также в южной части Карского моря. Kubryakov et al. [17] также отслеживали движение частиц для расчета путей распространения плюма на основе спутниковой альтиметрии и данных реанализа по ветру в течение двадцатилетнего периода (1993–2013 гг). Показано, что самоорганизующаяся геострофическая циркуляция плюма, обусловленная различиями в плотности воды плюма и океанской воды, а также изменениями

преобладающего направления ветра, являются основными факторами, контролирующими динамику плюма и его межгодовую изменчивость.

Формирование плотных вод и каскадинг

Формирование плотных вод в соседнем Баренцевом море происходит под влиянием образования морского льда в прибрежных районах и в результате процессов в полыньях [18,8]. Это создает обогащенную солью плотную воду, которая погружается и образует слой нижних халоклинных вод. Локализованное образование плотной воды часто связано с раскрытием полынь из-за прибрежных ветров и влияния приливов на ледяной покров (например, [20,18,31,33,4]). К западу от Новой Земли холодные восточные ветры зимой часто способствуют открытию полыньи [18] и формированию более 10 м льда в этой полынье в течение средней зимы [35].

Более ранние исследования показали, что межгодовая изменчивость процессов формирования плотной воды велика (например, [20,29,32]). Было установлено, что первым определяющим фактором является соленость поверхности перед сезоном замерзания. Ее значение зависит от притока пресной воды, переносимой береговым течением включающим воды континентального стока [26,31,32], от процессов замораживания и таяния льда [13], а также от импорт льда с севера региона [11]. Стабильность толщи воды - еще один фактор определяющий изменчивость процессов формирования плотных вод [9,13,19,33]. Согласно Harms [13], начальная стратификация зависит от влияния Атлантики на замерзание или таяние льда, а Backhaus et al. [9] утверждали, что импорт теплой атлантической воды на шельф Баренцева моря может вызвать негативную обратную связь как в отношении глубокой конвекции, так и роста льда. Последнее важно для образования плотной воды через поступление соли [18,35,31,33]. Schauer et al. [32] также подчеркивали важность изменчивости свойств атлантических вод из-за существенной трансформации свойств, происходящих, когда образовавшаяся плотная вода спускается вниз к более глубоким впадинам в Баренцевом море и к трогу Святой Анны. Анализируя распределение Ba, Al и Si в восточной части бассейна Нансена в слое промежуточных атлантических вод Roeske et al. [25] четко показывали доминирующее влияние каскадинга атлантической воды, модифицированной в Баренцевом и Карском морях. К северу от Северной Земли влияние этих вод проявляется в несколько большем соотношении Ba:Al и Ba:Si. Эти соотношения снова обнаруживаются в промежуточных водах бассейнов Амундсена и Гаккеля.

Литература:

1. Березкин Вc., Ратманов Г., 1940, Генеральная схема течений Северного Ледовитого океана и сопредельных морей. Л.: ГУНИО. 10 с.
2. Добровольский АД, Залогин БС, 1965, Моря СССР. М.: Мысль. 351 с.
3. Доронин НЮ, Кузнецов ВЛ, Прошутинский АЮ, 1991, К вопросу о циркуляции вод Карского моря // Тр. АН ИИ Т. 424. С. 34–41.
4. Платов ГА, 2011, Численное моделирование формирования глубинных вод Северного Ледовитого океана. Часть II: Результаты региональных и глобальных расчетов, Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 47. № 3. С. 409–425.
5. Яковлев НГ, 1996, Численная модель и предварительные результаты расчетов по воспроизведению летней циркуляции вод Карского моря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 32. № 5. С. 714–723.
6. Aksenov Y, Bacon S, Coward AC, Nurser AJG. 2010 The North Atlantic inflow to the Arctic Ocean: high-resolution model study. *Journal of Marine Systems*, 79 (1-2). 1-22. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.05.003>
7. Årthun M, Schrum C, 2010, Ocean surface heat flux variability in the Barents Sea, *J. Mar. Syst.*, 83, 88–98
8. Årthun M, Ingvaldsen RB, Smedsrud LH, Schrum C, 2011, Dense water formation and circulation in the Barents Sea, *Deep Sea Res., Part I*, 58, 801–817, doi:10.1016/j.dsr.2011.06.001
9. Backhaus JO, Fohrmann H, Kampf J, Rubino A, 1997, Formation and export of water masses produced in Arctic shelf polynyas - Process studies of oceanic convection. *ICES J. Mar. Sci.* 54 (3), 366–382.
10. Dmitrenko IA, Rudels B, Kirillov SA, Aksenov YO, Lien VS, Ivanov VV, Schauer U, Polyakov IV, Coward A., Barber DG, 2015, Atlantic water flow into the Arctic Ocean through the St. Anna trough in the northern Kara Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*. 120(7): 5158–5178
11. Ellingsen I, Slagstad D, Sundfford A, 2009, Modification of water masses in the Barents Sea and its coupling to ice dynamics: a model study. *Ocean Dyn.* 59 (6, Sp. Iss. SI), 1095–1108.
12. Hanzlick D, Aagaard K, 1980, Freshwater and Atlantic water in the Kara Sea, *J. Geophys. Res.*, 85, 4937–4942
13. Harms IH, 1997, Water mass transformation in the Barents sea - Application of the Hamburg Shelf Ocean Model (HamSOM). *ICES J. Mar. Sci.* 54 (3), 351–365.

14. Harms IH, Karcher MJ, 1999, Modeling the seasonal variability of hydrography and circulation in the Kara Sea, *J. Geophys. Res.*, 104(C6), 13,431–13,448.
15. Harms IH, Karcher MJ, Dethleff D, 2000, Modelling Siberian river runoff — implications for contaminant transport in the Arctic Ocean. *Journal of Marine Systems*, 27, 95–115
16. Harms IH, Karcher MJ, 2005, Kara Sea freshwater dispersion and export in the late 1990s, *J. Geophys. Res.*, 110, C08007, doi:10.1029/2004JC002744.
17. Kubryakov A, Stanichny S, Zatsepin A, 2016, River plume dynamics in the Kara Sea from altimetry-based lagrangian model, satellite salinity and chlorophyll data. *Remote Sensing of Environment*, 176, 177–187, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2016.01.020>
18. Martin S, Cavalieri DJ, 1989, Contributions of the Siberian shelf polynyas to the Arctic Ocean intermediate and deep water, *J. Geophys. Res.*, 94, 12,725–12,738
19. Maus S, 2003, Interannual variability of dense shelf water salinities in the north-western Barents Sea. *Polar Res.* 22 (1), 59–66.
20. Midttun L, 1985, Formation of dense bottom water in the Barents Sea. *Deep-Sea Res. Part A.* 32 (10), 1233–1241.
21. Moretskii VN, 1985, Distribution and Dynamics of Desalinated Waters of the Kara Sea. *Tr. Arkt. Antarkt. Nauchno-Issled. Inst.* 389, 33–35
22. Panteleev G, Proshutinsky A, Kulakov M, Nechaev DA, Maslowski W, 2007, Investigation of the summer Kara Sea circulation employing a variational data assimilation technique. *J. Geophys. Res.*, V. 112, C04S15, doi:10.1029/2006JC003728
23. Pavlov VK, Pfirman SL, 1995, Hydrographic Structure and Variability of the Kara Sea: Implications for Pollutant Distribution. *Deep Sea Res. (II)* 42 (6), 1369–1390
24. Proshutinsky AY, Johnson MA., 1997, Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans.* 102(C6): 12493-12514
25. Roeske T, Rutgers van der Loeff M, Middag R, Bakker K, 2012, Deep water circulation and composition in the Arctic Ocean by dissolved barium, aluminium and silicate. *Marine Chemistry*, 132–133, 56–67, doi:10.1016/j.marchem.2012.02.001
26. Rudels B, 1987, On the mass balance of the Polar Ocean, with special emphasis on the Fram Strait. *Nor. Polarinst. Skr.* 188.
27. Rudels B, Jones EP, Anderson LG, Kattner G, 1994, On the intermediate depth waters of the Arctic Ocean, in *The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment: The Nansen Centennial Volume*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 84985, edited by Johannessen OM, Muench RD, Overland JE, pp. 33–46, AGU, Washington, D. C.
28. Rudels B, Friedrich HJ, Quadfasel D, 1999, The Arctic circumpolar boundary current. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography.* 46(6–7): 1023-1062
29. Rudels B, Friedrich HJ, 2000, The transformations of Atlantic Water in the Arctic Ocean and their significance for the freshwater budget. In: E. L. Lewis et al. (Ed.), *The freshwater budget of the Arctic Ocean.* Kluwer Academic Publishers, pp. 503–532.
30. Rusanov VP, Vasil'ev AN, 1976, Distribution of River Waters in the Kara Sea according to Hydrochemical Determination Data. *Tr. Arkt. Antarkt. Nauchno-Issled. Inst.* 323, 188–196
31. Schauer U, 1995, The release of brine-enriched shelf water from Storfjord into the Norwegian Sea. *J. Geophys. Res.* 100 (C8), 16015–16028.
32. Schauer U, Loeng H, Rudels B, Ozhigin VK, Dieck W, 2002, Atlantic water flow through the Barents and Kara Sea. *Deep-Sea Res. Part 1.* 49, 2281–2298.
33. Skogseth R, Haugan PM, Haarpaintner J, 2004, Ice and brine production in Storfjorden from four winters of satellite and in situ observations and modeling. *J. Geophys. Res.* 109 (C10).
34. Smedsrud LH, Esau I, Ingvaldsen RB, Eldevik T, Haugan PM, Li C, Lien VS, Olsen A, Omar AM, Otterå OH, Risebrobakken B, Sandø AB, Semenov VA, Sorokina SA, 2013, The role of the Barents Sea in the Arctic climate system, *Rev. Geophys.*, 51, 415–449, doi:10.1002/rog.20017
35. Winsor P, Bjork G, 2000. Polynya activity in the Arctic Ocean from 1958 to 1997. *J. Geophys. Res.* 105 (C4), 8789–8803.
36. Woodgate R, 2013, Arctic Ocean circulation: Going around at the top of the world. *Nature Education Knowledge.* 4(8):8

Влияние высокоразрешающего атмосферного форсинга на воспроизведение океанских вихрей и глубокой конвекции в субполярной Северной Атлантике

¹Вереземская П.С., ²Барнье Б., ¹Гавриков А.В., ¹Гулёв С.К., ²Молинь Ж.-М.

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

² Лаборатория мезомасштабного моделирования океана, Институт геонаук об окружающей среде, Университет Гренобля-Альпы, Гренобль, Франция

E-mail: verezem@sail.msk.ru

Субполярная Северная Атлантика является ключевым климатообразующим районом Мирового океана, где в том числе формируется климатическая изменчивость глобальной океанской циркуляции. Здесь в результате теплопотерь за счёт взаимодействия с атмосферой поверхностные воды приобретают дополнительную плотность и, заглубляясь, перемешиваются с водами из Арктического бассейна. Так формируется нижняя ветвь меридиональной ячейки Атлантической термохалинной циркуляции – ключевого климатического процесса, который во многом определяет влияние океана на климат на временных масштабах до десятилетий (Gulev and Latif 2015, McCarthy et al. 2015, Smeed et al. 2018). Реакция океана на атмосферный сигнал сильно модулируется процессами в океане, в первую очередь мезо- и субмезомасштабными циркуляционными структурами. Кроме того, энергообмен океан-атмосфера, влияющий на уплотнение поверхностных вод, сильно вариативен как во времени, так и по пространству. Экстремально сильные потоки тепла на поверхности, обеспечивающие отдельные конвективные события, сильно локализованы и плохо оценены количественно (Moore et al. 2015, 2016, Gulev and Belyaev 2012), так как пространственное разрешение современных реанализов не обеспечивает достоверного воспроизведения мезомасштабных процессов, с которыми эти потоки могут быть связаны.

Данные in-situ наблюдений и разрешение существующих океанских моделей в данном регионе не позволяют в полной мере изучить механизмы формирования конвективных эпизодов. Кроме того, на верхней границе модели океана, разрешение которой достаточно для оценки характеристик глубокой конвекции, необходимо использовать данные об атмосфере высокого разрешения. Однако даже современные реанализы последнего поколения показывают значительное занижение характеристик мезомасштабной активности (Verzemskaia et al., 2017).

Таким образом, целью данного исследования является построение и валидация региональной высокоразрешающей модели океана, с помощью которой будут изучены механизмы формирования конвекции, её долгопериодная изменчивость и отклик на использование высокоразрешающего атмосферного форсинга.

В качестве инструмента для изучения характеристик океана была выбрана модель глобальной циркуляции океана NEMOv3.6 (Madec, 2008). Конфигурация, получившая название NNATL12, охватывает область субполярного вихря с горизонтальным разрешением $1/12^\circ$ и 75 уровнями по вертикали. Область имеет три открытых границы, условия на которых задаются из глобального океанского реанализа GLORYS2v4 (Garric and Parent, 2018). В целях исследования чувствительности модели к разрешению условий на верхней границе – атмосферного форсинга – используются результаты динамического даунскейлинга реанализа ERA-Interim с помощью модели WRF (Gulev et al., 2019) с горизонтальным разрешением $0,7^\circ$ и $0,12^\circ$.

Результаты численных экспериментов океанской модели с атмосферным форсингом разного разрешения (здесь и далее HR14 – эксперимент с высоким разрешением форсинга, LR14 – с низким) показали, что модель обнаруживает значительную чувствительность характеристик океана к разрешению форсинга. Так, в сравнении с LR14, HR14 устойчиво демонстрирует более низкие (на $1,5^\circ$) летние температуры поверхности океана, и теплосодержания океана в слоях до 1500 м (до 0.5×10^{22} Дж). Разрешение атмосферного форсинга сказывается на интенсивности и положении основных крупномасштабных течений и областей максимальной вихревой кинетической энергии. Практически во всей области использование высокоразрешающего форсинга влечёт углубление перемешанного слоя океана, однако в море Лабрадор увеличение перемешивания отражается в уменьшении максимальной глубины перемешанного слоя.

Impact of fine atmospheric scales on ocean eddies and deep convection in the Subpolar Northern Atlantic

¹Verezemskaya P., ²Barnier B., ¹Gavrikov A., ¹Gulev S., ²Molines J.-M.

¹ Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

² Equipe MEOM (Mesoscale Ocean Modelling), Institute de geosciences de l'Environnement, University Grenoble-Alpes, Grenoble, France

E-mail: verezem@sail.msk.ru

INTRODUCTION

Convective processes in the Northern Atlantic play a critical role in the variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC) - a key climate phenomenon that largely determines the impact of the ocean on the global climate (Gulev and Latif 2015, McCarthy et al. 2015, Smeed et al. 2018). Convection in the sub polar latitudes links the upper and lower limbs of the AMOC – a general northward flow in the upper 1000 m and a compensating southward flow in the deep ocean. At first glance, the convection process may appear simple: in the northern latitudes surface waters experience cooling due to the air-sea interaction processes and becoming denser, start to sink to depths of several hundred meters, forming the North Atlantic Intermediate waters. After being mixed with Arctic waters advected over the sills of the Nordic Seas, these waters form the lower limb of the AMOC.

However, this is a seeming simplicity. First, because the response of the ocean on the atmospheric diabatic cooling is strongly modulated by the inner ocean variability, especially represented by mesoscale and sub-mesoscale circulation structures. Second, air-sea exchanges affecting densification of the surface waters and forcing their sinking are highly variable in time and space. Intensive mesoscale atmospheric phenomena are strongly localized and poorly quantified, mostly because of the questionable ability of modern reanalyses to represent them. Thus, the North Atlantic convective processes are the result of interactions between large- and mesoscale structures in the ocean and between ocean and atmosphere exchange on meso-, synoptic and large scales.

Importantly, many characteristics of the convection in the sub polar North Atlantic sites are hardly observable. Full depth hydrographic surveys, undertaken typically annually (e.g. Yashayev 2007; Rhein et al. 2011; Sarafanov et al. 2010) provide space-time integrated measures of the volume of intermediate waters formed during the preceding winter. Some studies tracked the pathways of Labrador Sea water using different observations at different oceanic cross-sections. Moreover, these observations, documenting inter annual variability in MLD, cannot hint on the physical mechanisms responsible for forming particular convective events in different years.

In this respect ocean high-resolution modelling looks to be invaluable tool to supplement observational data and to provide insights on the mechanisms behind the convection. However, modelling efforts in these regions require extremely high spatial resolution in order to fully resolve mesoscale ocean processes, while the existent model configuration with such resolution are still very few. Concerning the space-time scales of convection, it is also very important to drive these very high-resolution simulations with high-resolution atmospheric boundary conditions.

The problems highlighted above motivate the choice of methods used in this study in order to address the mechanisms to provide end-to-end physical description of the convection processes in the Northern Atlantic. The main goal of this study is to build and validate against the observations a regional high-resolution ocean model configuration, which will provide data to investigate convection mechanisms, long-term variability, and response to the high-resolution atmospheric forcing.

DATA AND METHOD

We developed for this study an original regional configuration of the ocean and sea-ice general circulation model NEMOv3.6 (Madec, 2008). Referred to as NNATL12, this configuration covers the subpolar gyre of the North Atlantic (Fig. 2) with a resolution of $1/12^\circ$ (approximately 4.5 km in these high latitudes) and 75 vertical z-levels with higher density in the upper ocean. The domain has three open ocean boundaries in the north, south and west (Hudson Bay) where flow properties are driven by monthly mean temperature, salinity, velocity and sea-ice data obtained from the GLORYS2v4 ocean reanalysis (Garric and Parent, 2018).

In order to investigate the impact of the atmospheric forcing resolution on the ocean eddies characteristics and convection processes, of the model can be driven by three atmospheric datasets. The widely used Drakkar Forcing Set version 5.2 (DFS5.2, Dussin et al., 2016) and constructed from a combination of ERA40 and ERA-Interim reanalysis (Dee et al. 2011) was used at the stage of configuration setup. Two particular model experiments, discussed in this study are forced with the new atmospheric North Atlantic Atmospheric Downscaling (NAAD, Gulev et al., 2019) dataset produced by IORAS based on ta downscaling of ERAinterim



with the Weather Research and Forecasting (WRF) model. The horizontal resolution of these datasets is 0.7° and 0.12° (hereafter LoRes and HiRes datasets respectively).

A large number of simulations were performed to reach the present configuration setup (so-called MP14) that tested details of the configuration geometry, open boundary conditions, numerical schemes and physical process parameterisations. Decisions were made by comparing the model solution with the new generation of high-resolution reanalysis at $1/12^\circ$ GLORYS12 produced by the Copernicus Marine Environment Monitoring Service (Fernandez and Lellouche, 2018), satellite observations, and repeated full depth hydrographic sections.

In order to investigate the sensitivity of the ocean mean state and variability, mesoscale activity and deep convection characteristics to the mesoscale resolving atmospheric forcing, two numerical experiments based on MP14 were conducted, driven respectively by the LoRes and HiRes dynamical downscaling of ERAinterim (referred to as LR14 and HR14 respectively). Each experiment covers period from 1992 to 2015, and the ocean three-dimensional fields are stored every day.

RESULTS

Significant differences in the representation of the heat fluxes (turbulent and radiation) at the ocean surface in LoRes and HiRes forcing datasets result in large differences in the ocean state as simulated by the corresponding ocean model experiments.

Domain-averaged sea surface temperature (SST) in summer is sustainably lower by 1 to 1.5°C in HR14 than in LR14, in better agreement with ESA SST observational dataset (Fig.2). HR14 run shows the exact same temperature trend as the observations.

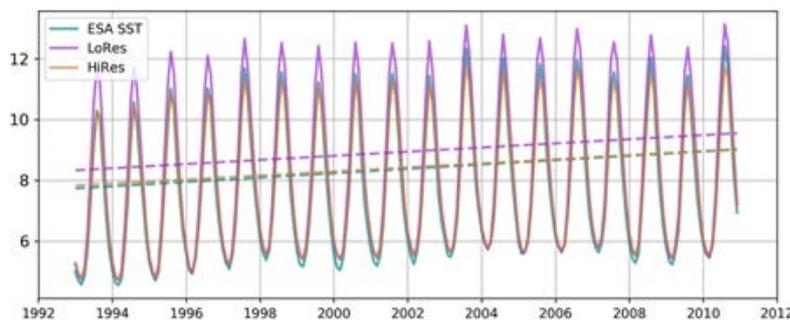


Figure 1. Domain-averaged SST ($^\circ\text{C}$) seasonal variability and trend as simulated by HR14 (orange line), LR14 (purple line), and as in ESA SST observational dataset (green line).

The spatial distribution of the differences in sea surface temperature and salinity (SSS) averaged over the whole run period (1992-2015) is shown in Figure 4. SST in HR14 is 1 to 1.5°C lower than in LR14 (fig. 2a) everywhere except in vicinity of Greenland coast, where a positive difference is caused by a smaller mean sea-ice concentration (no figure shown).

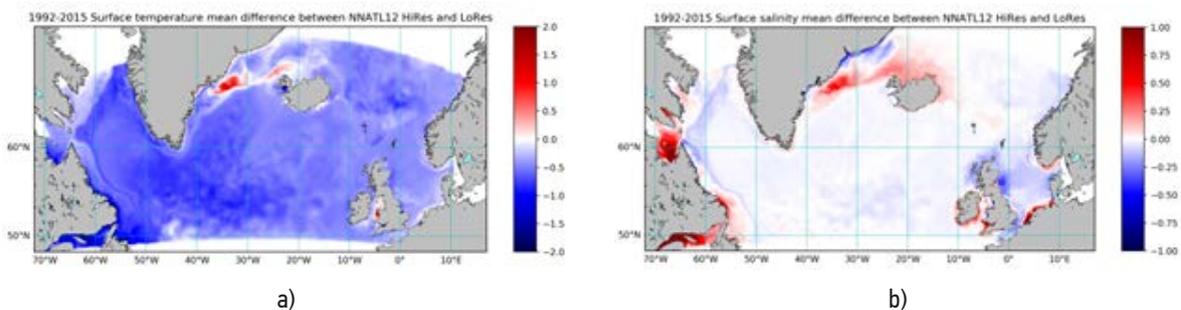


Figure 2. Long term mean (1992-2015) difference between HR14 and LR14 for (a) surface temperature ($^\circ\text{C}$) and (b) salinity (no unit). Blue colors indicate that HR14 is cooler or fresher.

The difference pattern in mean SSS (fig. 2b) is the result of various causes acting separately from each other. The large scale slightly negative signal (-0.15) seen over most of the domain is caused by increased precipitation in HiRes NAAD (not shown), and less intensive precipitations in HiRes could well drive the positive differences north of Iceland and south of British Isles. The high positive difference (0.5 to 1) near the East Greenland coast is caused by lower ice concentration and therefore less fresh water release, as in this area sea-ice is typically advected along the coast from higher latitudes. Baffin and Saint-Laurent Bays positive biases are at least partially caused by higher wind speed seen in coastal area simulated in HR14 (no figure shown).

Cumulative effect of more intensive turbulent heat loss from the ocean surface (no fig. shown) and more precise cloudiness and radiative fluxes representation in HiRes NAAD resulted in lower net heat income during the summer time in HR14. Consequently, this simulation represents lower ocean heat content in the upper

ocean (0-700 m layer, fig. 3, upper panel). Ocean heat content at intermediate depth (700-1500 m) in HR14 is slightly lower than in LR14 (fig. 3, lower panel), which could be linked to a more intensive ventilation of this layer due to the deep convection processes.

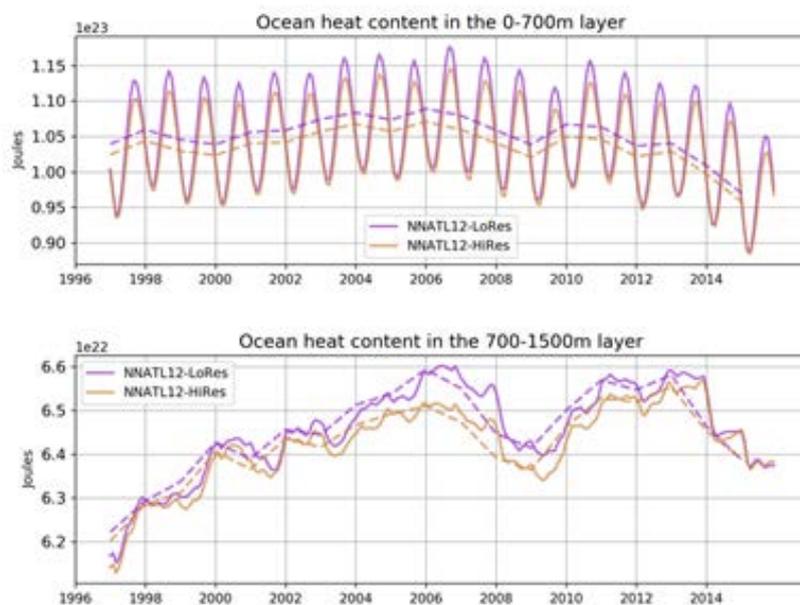


Figure 3. Ocean heat content in the upper 0-700 m (upper panel) and intermediate 700-1500 m ocean (lower panel) for the whole period excluding spin-up (1997-2015).

Comparison of surface currents in HR14 and LR14 revealed some differences in main surface currents characteristics (fig. 4). While the shallow coastal currents show a robust intensification of speed (up to 20%) in HR14 (see for example East Greenland Coastal Current and the Norwegian Atlantic current). This reflects the sensitivity of the model to the higher coastal wind speeds seen in the HiRes dataset. On the contrary, the large scale currents that occupies greater depth (e.g. the Irminger Current, or the Labrador Current) are slightly weaker at surface. A large scale southward shift of North Atlantic current main path is suggested by the dipole structure in the south-central part of domain, which means that the high-resolution wind characteristics have an impact on the NAC path.

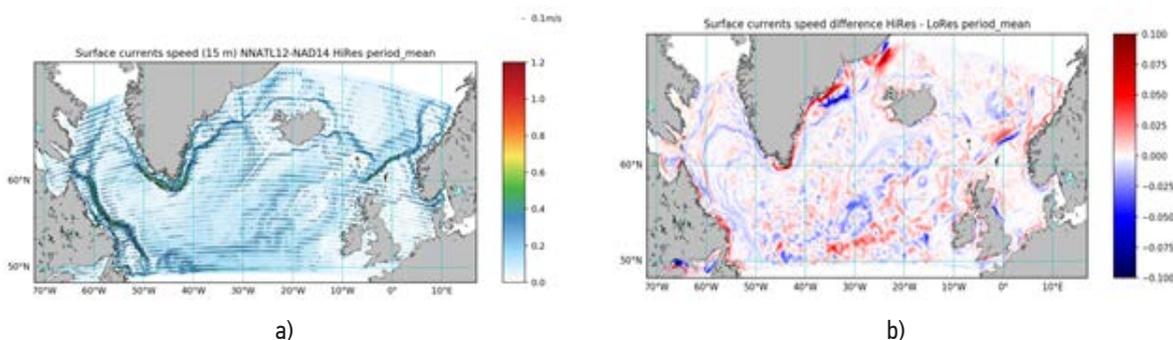


Figure 4. Surface current velocity (m/s) (a) as simulated by HR14 and (b) difference between HR14 and LR14.

High-resolution forcing also has an impact on mesoscale eddy activity, differences in EKE between the two runs exhibiting patterns similar to those seen in the mean currents.

Several differences in thermodynamical characteristics of the ocean caused by high-resolution atmospheric forcing such as surface heat balance, ice conditions, and mesoscale eddy activity lead to significant differences in the representation of deep convection process. Here we examine the mixed layer depth (MLD) characteristics as a product of convection processes. Maximum mean and variability of March MLD in HR14 is located in the eastern Labrador Sea and below 60°N, in good agreement with observations (fig. 5a). March MLD in HR14 is deeper than in LR14 (by 100 meters) over a large part of the domain (fig. 5b), especially at the sea-ice edge, where HR14 reproduces less icy conditions. However, HR14 MLD is shallower in the region of the Labrador Sea where maximum convection occurs, so the stirring induced by the high-resolution forcing may reduce the maximum convection depth.

Daily climatologies of the winter time mixed layer depth in the Labrador and Irminger Seas (fig. 6) shows that the ML deepens slower in HR14, but remains deeper in the second part of winter (March-April). This is seen on the mean and variability.

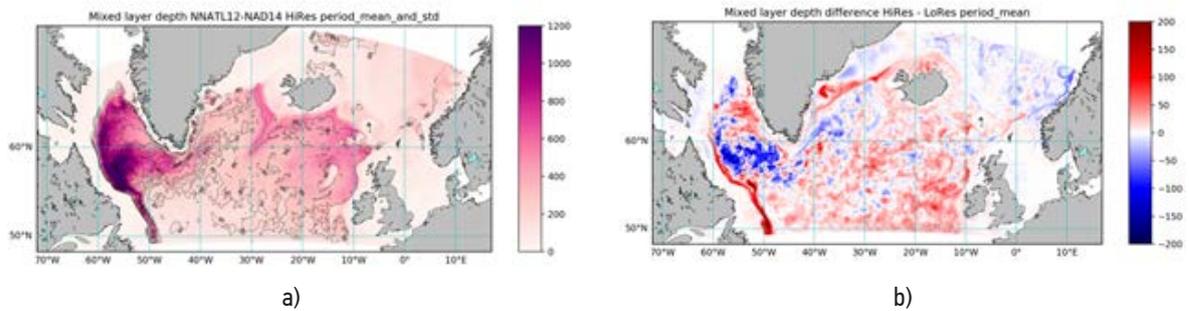


Figure 5. March mixed layer depth (a) period mean (colored) and standard deviation (dashed lines) as simulated by HR14 and (b) mean difference between HR14 and LR14. Red colors indicate a deeper MLD in HR14.

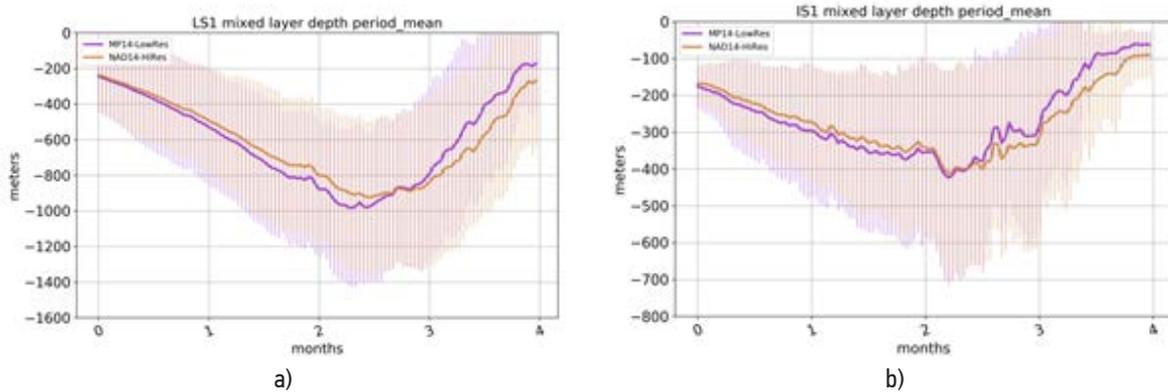


Figure 6. Mixed layer depth daily climatology (thick lines) and variability (vertical thin lines) from January to April regionally averaged over (a) Labrador Sea and (b) Irminger Sea.

CONCLUSION

We found a significant sensitivity of the surface temperature and salinity fields, and ocean heat content simulated by the regional ocean model to the high-resolution of the atmospheric forcing. We revealed, that the amplitude of ocean surface currents, sea_ice cover and eddy properties are sensitive to the high-resolution wind representation. Differences due to the high-resolution atmospheric forcing may sometimes extend almost all over the domain, as for mixed layer depth or the SST. Dynamical causes of this sensitivity are still having to be examined.

References:

1. Madec, G., 2008: *NEMO ocean engine, Note du Pole de modelisation, Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL), France, No 27 ISSN, 1288-1619.*
2. Garric G., and Parent L., 2018: *Product User Manual For Global Ocean Reanalysis Product GLOBAL-REANALYSIS-PHY-001-025, Report CMEMS-GLO-PUM-001-025, 19 pp.*
3. Gulev S., Gavrikov A., Markina M., Tilinina N., Verezhenskaya P., Barnier B., Dufour A., Zolina O., Krinitskiy M. 2019. *RAS-NAAD: 40-year high-resolution North Atlantic atmospheric hindcast for multipurpose applications. Approved BAMS proposal BAMS-S-18-00256.*
4. Dussin, R., B. Barnier and L. Brodeau, 2016. *DFS5 forcing data set: The making of Drakkar forcing set DFS5. DRAKKAR/MyOcean Report 01-04-16, Mai 2016, LGGE, Grenoble, France. <https://www.drakkar-ocean.eu/forcing-the-ocean>.*
5. Fernandez, E., and Lellouche J.-M., 2018: *Product User Manual For the Global Ocean Physical Reanalysis product GLOBAL_REANALYSIS_PHY_001_030. Report CMEMS-GLO-PUM-001-030, 15 pp.*

Reproduction of stratosphere dynamics with multiscale version of SLAV atmospheric model

^{1,2,3} Shashkin V. , ^{1,2,3} Tolstykh M.

¹ G.I. Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

² Hydrometcenter of Russia, Moscow, Russia

³ Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russia

E-mail: vvshashkin@gmail.com

Stratospheric circulation determines the upper boundary conditions for Rossby waves propagation in the troposphere. The significant influence of stratospheric conditions on the tropospheric circulation on the scales from a week to season is showed in many works reviewed in [1]. The stratosphere is considered as an important source of predictability in long-range forecasting systems.

At INM RAS and Hydrometcenter of Russia the SLAV multiscale atmospheric model is developed for the solution of such tasks as medium range weather forecast, probabilistic seasonal, subseasonal and decadal weather prediction. Improvement of stratosphere dynamics and stratosphere-troposphere connections reproduction is an important part of the works on the SLAV model development.

In [3] the SLAV model version with a grid optimized for stratosphere reproduction is shown to reproduce stratospheric dynamical processes. Here we repeat and partly improve the results of [3], but with grid with a smaller number of levels and much better resolution in the troposphere. This grid is selected to be the basic for the SLAV model version for Hydrometcenter seasonal forecasting system.

The grid of 96 levels is built to be a compromise between a limited number of levels (from computational efficiency considerations), resolution in stratosphere fine enough to reproduce quasi-biennial oscillation (QBO) and finest possible resolution in the lower troposphere. The height dependence of vertical grid step is plotted in Fig. 1.

We also introduced some changes in the SLAV model formulation. These are the use of finite element scheme with cubic B-splines functions for integration of hydrostatic equation [9] and modified surface momentum flux formula in orographic gravity-wave drag parameterization [4]. The mean squared slope of subgrid-scale orography is taken into account. This results in the redistribution of gravity-wave drag between tropospheric and stratospheric jet streams that improves the accuracy of the model.

The prototype of SLAV model for the seasonal prediction system with the new 96 levels vertical grid and horizontal resolution of about 70 km is tested with model climate computation in 9-years experiment with prescribed sea surface temperature and ozone concentration. The model correctly reproduces stratosphere average state and seasonal features. The QBO is reproduced with realistic period of 28 months and amplitude of 15 m/s in the westerly phase and -30-35 m/s in the easterly phase. The difference with SLAV models version using 100-levels grid are insignificant. One should note that the vertical resolution in the QBO zone is slightly coarser than the theoretical limit of 500 m [2].

Using surface momentum flux formula with the account for the slope leads to the increase of the wind speed in the stratospheric polar night jet in the Northern hemisphere, while the speed of the tropospheric jet stream is slightly reduced and better fit ERA-Interim reanalysis than with non-modified formula (Fig 2). As compared to the 100-levels version, wind speed in the stratospheric jet increased and become closer to the reanalysis.

Воспроизведение динамики стратосферы многомасштабной версией модели атмосферы ПЛАВ

^{1,2,3} Шашкин В.В., ^{1,2,3} Толстых М.А.

¹ Институт вычислительной математики РАН им. Г.И. Марчука, Москва, Россия

² Гидрометцентр России, Москва, Россия

³ Московский физико-технический институт (государственный университет), Долгопрудный, Россия

E-mail: vvshashkin@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ

Режим циркуляции стратосферы определяет граничные условия для распространения волн Россби в тропосфере. Значимое влияние стратосферных условий на циркуляцию тропосферы на временных масштабах от недели до сезона было показано во множестве работ, современный обзор которых дан в [1]. Наиболее важно, с точки зрения практических приложений, влияние стратосферной циркуляции, в

частности, внезапных стратосферных потеплений на индекс северо-атлантического колебания. Также, стратосфера участвует в прохождении сигнала от Эл-Ниньо (Южного колебания) из тропиков в средние и высокие широты [5]. В настоящее время, стратосфера рассматривается как важный источник предсказуемости в системах долгосрочного прогноза погоды, в частности, большое внимание воспроизведению стратосферных процессов уделяется в Европейском Центре Среднесрочных прогнозов погоды [7].

В ИВМ РАН и Гидрометцентре России, разрабатывается многомасштабная модель атмосферы ПЛАВ [8], предназначенная для решения таких задач как среднесрочный прогноз погоды (3-10 дней), сезонный и внутрисезонный вероятностный прогноз погоды (1 - 3 мес.), вероятностный декадный прогноз (1 - 10 лет), в том числе совместно с моделью океана ИВМИО [6]. Повышение достоверности воспроизведения стратосферных процессов и взаимодействия стратосферы и тропосферы – важная часть работ в рамках развития модели ПЛАВ.

В статье [3] приводится описание результатов версии модели ПЛАВ с вертикальной сеткой из 100 уровней, оптимизированной для воспроизведения динамических процессов в стратосфере. Показано, что модель с высокой степенью достоверности воспроизводит среднее состояние стратосферы, квазидвухлетние и полугодовые колебания ветра в экваториальной стратосфере, внезапные стратосферные потепления в Северном полушарии зимой. В данной работе, удалось повторить и, отчасти, улучшить результаты [3], но на сетке с меньшим количеством уровней и их значительно более высокой плотностью в тропосфере. Вертикальная сетка, используемая в данной работе, выбрана в качестве основной вертикальной сетки для использования модели ПЛАВ в системе сезонного прогноза погоды в Гидрометцентре РФ.

ПОСТРОЕНИЕ ВЕРТИКАЛЬНОЙ СЕТКИ

Корректность воспроизведения динамических процессов в стратосфере является важным, но далеко не единственным фактором, влияющим на общий успех прогноза погоды (среднесрочного, сезонного, декадного). Таким образом, в реальных приложениях модели атмосферы вертикальное разрешение в тропосфере, в частности, в пограничном слое атмосферы, не может быть принесено в жертву ради повышения вертикального разрешения в стратосфере. Построение вертикальной сетки требует тщательного поиска компромиссов.

Количество уровней вертикальной сетки, которое необходимо разместить в стратосфере, определяется необходимостью разрешать квазидвухлетнее колебание (КДК) ветра в экваториальной зоне. Максимальный шаг сетки, при котором можно надеяться на воспроизведение КДК, определен в работе [2] и составляет 500 м.

С учетом доступных вычислительных ресурсов, количество вертикальных уровней в сетке было ограничено числом 100. В нижней тропосфере требования к вертикальной сетке заключались в том, что она не должна значительно уступать по разрешению текущей сетке для оперативного среднесрочного прогноза погоды, состоящей из 51 уровня. Допускалось огрубить разрешение в верхней части тропосферы (500-250 гПа). Важным требованием также являлась гладкость зависимости шага сетки от высоты (но не обязательная монотонность такой зависимости).

На Рис. 1 показана зависимость разрешения от высоты для новой вертикальной сетки с 96-ю уровнями и сеток 51 уровень (текущая версия модели для оперативного прогноза погоды) и 100 уровней (использовалась в работе [3]). В слое 1000-700 гПа новая сетка существенно точнее сетки из 100 уровней и практически не уступает сетке для среднесрочного прогноза погоды. В тоже время, видно, что разрешение в слое 600-100 гПа и выше 10 гПа огрублено для достижения требуемого разрешения в зоне КДК (100-10 гПа). В данном случае, мы руководствовались соображениями, что вертикальное разрешение в зоне 600-100 гПа не столь важно для сезонного прогноза и, сознательно пожертвовали точностью в верхней стратосфере, главным образом точностью воспроизведения амплитуды полугодового колебания ветра на экваторе.

МОДИФИКАЦИИ МОДЕЛИ АТМОСФЕРЫ

По сравнению с работой [3], в модели ПЛАВ была изменена схема интегрирования уравнения гидростатики по вертикали и модифицирована формула потока импульса на поверхности в параметризации орографического гравитационно-волнового сопротивления. Интегрирование уравнения гидростатики нужно для вычисления геопотенциала, входящего в силу градиента давления в уравнениях горизонтального ветра. Используется конечно-элементная схема на кубических В-сплайнах [9]. Как надеются авторы, данная схема высокого порядка аппроксимации позволит повысить эффективное вертикальное разрешение модели, в том числе в зоне КДК и в зоне огрубленного разрешения в слое 600-100 гПа.

В параметризации орографического гравитационно-волнового сопротивления, в формуле потока импульса с поверхности поправка, учитывающая не только среднеквадратичное отклонение подсеточной орографии (относительно крупномасштабного среднего), но и среднеквадратичный уклон. Такая формула более физически-обоснована [4]. В рамках модели ПЛАВ с горизонтальным разрешени-

ем около 70 км, при равном интегральном потоке импульса по Северному полушарию (он задается с точностью до настроечного множителя) учет уклона приводит к повышению потока импульса в районе Гималаев и снижению в районе Урала, Альп и Скалистых гор относительно версии без учета уклона. В результате, тормозящая сила гравитационных волн орографической природы перераспределяется между стратосферным циркумполярным вихрем и тропосферным струйным течением более правильно.

ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ И РЕЗУЛЬТАТЫ

Для верификации прототипа новой версии модели ПЛАВ для сезонного прогноза погоды с сеткой 96 уровней по вертикали и разрешением около 70 км по горизонтали был проведен расчет модельного климата на 9 лет с предписанной температурой поверхности океана и концентрацией озона. Эксперимент показал, что модель корректно воспроизводит среднее состояние стратосферы и сезонный ход. Квазидвухлетнее колебание воспроизводится с периодом близким к данным наблюдений (28 месяцев) и амплитудой (15 м/с западная фаза, -35 м/с восточная фаза), отличия от версии с сеткой 100 уровней - минимальные. Разрешение в зоне КДК, при этом, несколько грубее, чем теоретический предел (600 м против 500 м). Модификация параметризации орографического гравитационно-волнового сопротивления приводит к усилению стратосферного циркумполярного вихря при некотором замедлении скорости ветра в тропосферном струйном течении (Рис.2). Настройка модели привела к тому, что скорость ветра в стратосферном струйном течении выросла и стала ближе к реанализу ERA-Interim, относительно версии модели [3]

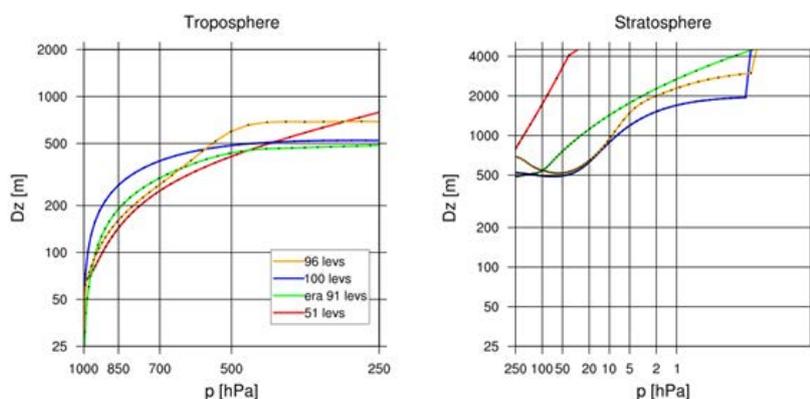


Рис. 1. Вертикальное разрешение в зависимости от высоты (при постоянной температуре $T=270\text{K}$) в сетках модели ПЛАВ: желтый - 96 уровней новый вариант для сезонного прогноза, синий - 100 уровней, вариант, оптимизированный для разрешения стратосферы, красный - 51 уровень, вариант для оперативного среднесрочного прогноза погоды. Для сравнения приведена сетка модели IFS ЕЦСПП с 91 уровнем (зеленый, совпадает с сеткой реанализа ERA-Interim).

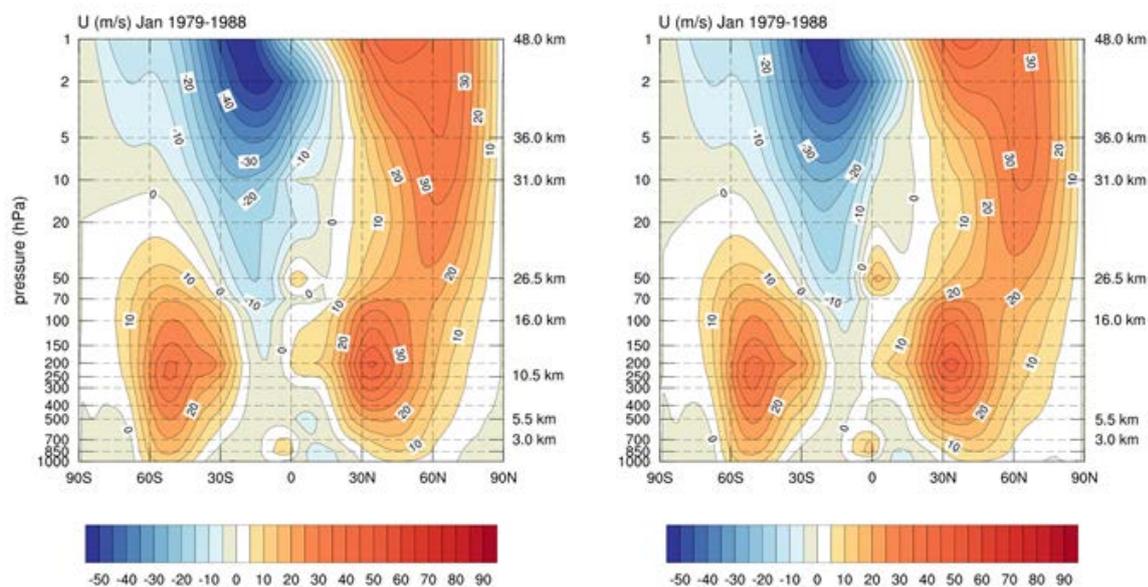


Рис. 2. Средняя за 9 лет зонально-осредненная скорость ветра в эксперименте с потоком импульса, заданным с учетом среднеквадратичного уклона (слева) и без (справа).

Литература:

1. Варгин П.Н., Володин Е.М., Карпечко А.Ю., Погорельцев А.И. О стратосферно-тропосферных взаимодействиях // Вестник Российской академии наук, 2015, Т. 85, №1, С. 39-46
2. Кулямин Д.В., Дымников В.П., Моделирование квазидвухлетних колебаний зонального ветра в экваториальной стратосфере. // Труды МФТИ, 2009, Т. 1, №1, С. 65-72. http://www.inm.ras.ru/library/Dymnikov/KulyaminDymnikov_2009.pdf
3. Шашкин В., Толстых М., Володин Е., Моделирование циркуляции стратосферы с помощью полулагранжевой модели атмосферы ПЛАВ // Метеорология и Гидрология, 2019, №1, стр. 5-21.
4. Baines P., Palmer T. Rationale for a new physically based parametrization of subgrid-scale orographic effects // ECMWF Technical Memorandum, 1699, 1990, <https://www.ecmwf.int/en/elibrary/7875-rationale-new-physically-based-parametrization-subgrid-scale-orographic-effects>.
5. Bell C., et al. Stratospheric Communication of El-Niño Teleconnections to European Winter // J. Climate. 2009. V. 22. P. 4083–4096.
6. Fadeev R., Ushakov K., Tolstykh M., Ibrayev R., Kalmykov V. Coupled Atmosphere-Ocean Model SLAV-INMIO: Implementation and First Results // R.J. Num. Anal. Math. Mod., 2016, V. 31, P. 329-337.
7. Sheperd T., Polichtchouk I., Hogan R., Simmons A., Report on Stratosphere Task Force // ECMWF Technical Memorandum 824, 2018, <https://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2018/18259-report-stratosphere-task-force.pdf>.
8. M. A. Tolstykh, J.-F. Jejeun, E. M. Volodin, et al., Development of the Multiscale Version of the SL-AV Global Atmosphere Model // R. Meteorol. Gidrol., No. 6 (2015).
9. Untch A., Hortal M., A finite-element scheme for the vertical discretization of the semi-Lagrangian version of the ECMWF forecast model // Q.J. Roy. Meteorol. Soc., 2004, V. 130, P. 1505-1530.

Study of ice conditions of the Azov Sea using satellite data and numerical simulation results

Puzina O.S., Mizyuk A.I.

Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol, Russia

E-mail: oksana_puzina@mhi-ras.ru, artem.mizyuk@mhi-ras.ru

At present, there are no reproduction of dynamics and thermodynamics of the Azov Sea using numerical simulation. Given the fact that the Azov Sea is covered with ice for almost 3 months, it is necessary to find data containing information about ice conditions. Such information is extremely important for maritime navigation, since a large number of ships can be locked in the ice of the Azov Sea. Ice was determined by the surface temperature of the sea at the 0 ° C isotherm. The ERA5 data from the ECMWF system (<https://www.ecmwf.int>) was used. Satellite OSTIA measurements of the L4 level were also analyzed. Data provided by the resource Copernicus (marine.copernicus.eu). IMS data taken National Snow and Ice Data Center (nsidc.org). Also used optical images Terra / MODIS L1B level taken from a resource WorldView (worldview.earthdata.nasa.gov). At the beginning of January 2014 the ice is present only in ERA5. Initially, it is formed in the Taganrog Bay, then ice appears in the Yasensky Bay. Starting from January 20 in NEMO, the water begins to freeze in the Taganrog Bay. Until the end of January, the area grows evenly, where the ice reaches the Kerch Strait, which corresponds to MODIS data. While there is no ice in ERA5. However, according to IMS ice it appears only at the end of January. In February, the area of ice in NEMO gradually decreases and disappears at the end of the month. The IMS ice covers the entire surface of the Sea of Azov to 25 February and MODIS to 23. After the ice behaves the same way, it occupies the Taganrog Bay and the northern coast of the basin. In March, in ERA5, ice appears in the Taganrog Bay for only 2 days. At the end of November 2014, ice is observed only in MODIS. In January 2015, ice in NEMO and ERA5 is formed in the Taganrog Bay and its area increases over 10 days. In NEMO, the ice occupies a little more than half of the basin and until the end of the month the area is monotonously reduced and the ice disappears in early February. In ERA5, ice occupies almost the entire Azov Sea basin, but it is present in the MODIS satellite image in the Taganrog Bay and along the northern coast. In IMS, for almost the entire month, ice is observed in the Taganrog Bay and throughout the entire coast of the basin. In the first half of February 2015, ice at NEMO is observed in the coastal part of the Taganrog Bay, which corresponds to optical images. In the same period, ice formed at ERA5 in the western half of the Azov Sea, which does not coincide with observations. In the second half of February 2015, NEMO and ERA5 have ice in the Taganrog Bay. In ERA5, there is also ice in the western part of the basin during this period and at the beginning of March, while there is no ice on the satellite images. According to IMS, ice is observed in the first half in the northern coast, in the western part of the Azov Sea and in the Yasensky Bay. After the area

is reduced and occupies the eastern part of the Taganrog Bay. In March 2015, ice is observed in ERA5 and in IMS, in the first case in the western part, in the second - in the northern part of Taganrog, which does not correspond to MODIS images. In January 2016, satellite images show that the ice covers the Taganrog Bay and is located in the bays of the northern part of the Azov Sea. A similar picture is observed in the calculation of NEMO in the first half of January. In the second half of January, ice forms in the Taganrog Bay and during this month its area increases and takes up more than half of the Azov Sea. According to OSTIA, ice is present in the Taganrog and Yasensky bays as well as off the coast of the northern coast, but they do not coincide with MODIS. In the ERA5 reanalysis, there is no ice in the northern part of the basin. In February 2016, in NEMO, ice shrinks until the end of the first half of February, in which it is not available. In ERA5 and OSTIA, the ice conditions coincide and ice is mainly observed in the Taganrog and Yasensky bays and in the northern bays of the Azov Sea. IMS ice is located along the northern, eastern and Taganrog shores. In December 2016, ice is present in NEMO, ERA5, OSTIA and IMS, however, according to MODIS, there is no ice this month. In February 2017, there are differences between IMS and OSTIA, where in IMS ice occupies the entire water area of the Azov Sea, there is almost no ice in OSTIA. In the MODIS optical image, the Azov Sea is completely covered with ice. Based on the analysis of NEMO, ERA5, OSTIA, IMS data and MODIS optical range images, it can be seen that the overall dynamics of the sea ice manifestation coincide. In all cases, ice is initially formed in the Taganrog Bay, after the north coast and later, depending on weather conditions, ice can occupy the entire surface of the Azov Sea. However, a more detailed analysis shows that the products in question differ from MODIS optical images. However, MODIS also has problems - data are not available in cloudy weather, which is common in winter.

Исследование ледовых условий Азовского моря по спутниковым данным и по результатам численного моделирования

Пузина О.С., Мизюк А.И.

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Российская Федерация
E-mail: oksana_puzina@mhi-ras.ru , artem.mizyuk@mhi-ras.ru

ВВЕДЕНИЕ

На сегодняшний день отсутствует какие-либо расчёты содержащие гидрофизические поля всего бассейна Азовского моря. С учётом того, что Азовское море покрывается льдом практически на 3 месяца, необходимо найти данные содержащие информацию о ледовой обстановке. Такая информация чрезвычайно важна для морского судоходства, т. к. большое количество кораблей может быть заперто во льдах Азовского моря. Проводился ряд исследований по ледовым условиям с помощью данных спутников. Так в работе [1] в качестве исходных данных использовался массив снимков серии NOAA в видимом и инфракрасном диапазоне принятых установленной в ФГБНУ «ЮгНИРО» (Керчь) японской станцией «Su-8» фирмы «Furuno», за зимний период 2015 – 2016 гг. В данных исследованиях основными задачами были: построение карт описывающие основные фазы ледового режима. Также существует пример мониторинга ледовой обстановки по данным радарных спутников COSMO-SkyMed (E-GEOS, Италия), в целях регулярно получать информацию о складывающейся ледяной обстановке и положение судов [2]. В работе [3] проводилось математическое моделирование ледовитости, толщины льда и температуры воды Азовского моря для периода 1920–2016 гг. с помощью мультикомпарментальной балансовой гидрологической модели. Результаты моделирования сравнивались со снимками MODIS Terra и Aqua за 2006 – 2016 гг. и контактными измерениями на береговых постах. В работе [4] рассматривались серии наблюдений полученные различными спутниками оптического диапазона с помощью спутниково сервиса «See The Sea». В [5] на основе двухмерной математической модели исследовалась зависимость эволюции поля скорости дрейфа льда в Азовском море от направления и времени воздействия ветра постоянной интенсивности.

ДАННЫЕ ДЛЯ АНАЛИЗА

Для анализа привлекался расчёт полученный с помощью модельного комплекса NEMO [6], но без включения модели морского льда. Горизонтальное разрешение составляет $1/24^\circ$. Лёд выделялся по поверхностной температуре моря по изотерме 0°C . Использовались данные ERA5 [7] системы ECMWF (<https://www.ecmwf.int>). Пространственное разрешение равно $1/4^\circ$. В работе эти данные взяты за период 2014 – 2016 гг. Также анализировались спутниковые измерения OSTIA уровня L4 с разрешением $0,050$.

Концентрация льда рассчитывается по атмосферным скорректированным значениям яркости SSMIS с использованием комбинации современных алгоритмов. Данные предоставлены на 2016 – 2018 гг. ресурсом Copernicus (<http://marine.copernicus.eu>). А также взяты данные IMS системы Национального центра данных по снегу и льду NSIDC (<https://nsidc.org/>). Система предоставляет данные из интерактивной мультисенсорной системы картирования снега и льда Национального ледового центра (NIC). Они получены из различных продуктов, включая спутниковые изображения и in situ данные. Пространственное разрешение – 4 км. Кроме того использовались оптические снимки Terra/MODIS уровня L1B взятые из ресурса WorldView (<https://worldview.earthdata.nasa.gov/>).

Таблица 1. Список используемых данных и их основные характеристики.

Название продукта	Ресурс	Пространственное разрешение	Исследуемый период
NEMO	---	1/24°	2014 – 2016
ERA5	ECMWF	1/4°	2014 – 2016
OSTIA	Copernicus	0,05°	2016 – 2018
IMS	NSIDC	4 км	2014 – 2019
MODIS	WorldView	250 м	2014 – 2019

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ

В начале января 2014 г. лёд присутствует только в ERA5. Первоначально он образуется в Таганрогском заливе, далее лёд появляется в Ясенском заливе. Начиная с 20 января в NEMO вода начинает замерзать в Таганрогском заливе. И до конца января площадь равномерно растёт, где лёд достигает Керченский пролив, что соответствует данным MODIS. В то время как лёд отсутствует в ERA5. Однако, по данным IMS лёд появляется только в самом конце января.

В феврале площадь льда в NEMO постепенно сокращается и пропадает в конце данного месяца. В IMS лёд занимает всю поверхность Азовского моря до 25 февраля, а в MODIS до 23. После лёд ведёт себя одинаково, он занимает Таганрогский залив и северное побережье данного бассейна. В марте в ERA5 лёд появляется в Таганрогском заливе всего на 2 дня. В конце ноября 2014 г. лёд наблюдается только у MODIS.

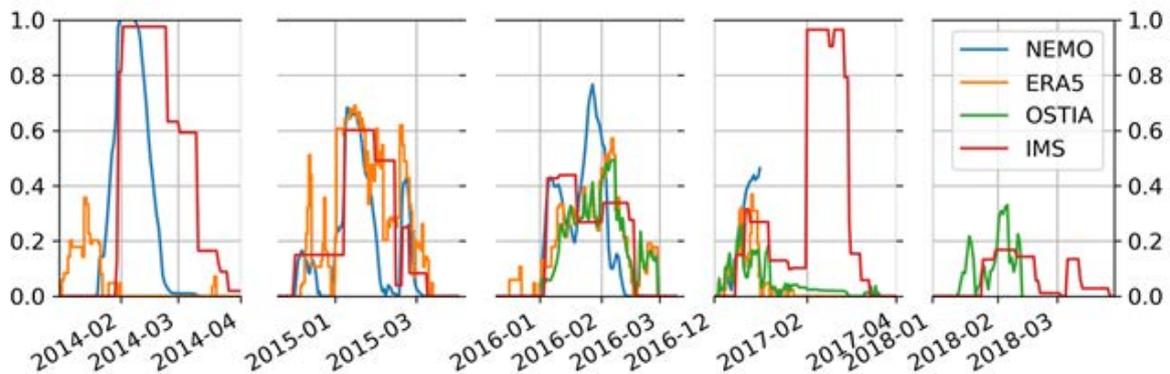


Рис. 1. Отношение площади льда к площади поверхности Азовского моря.

В декабре лёд присутствует в Таганрогском заливе у NEMO, ERA5 и в IMS. В первую половину данного месяца в ERA5 площадь ледового покрова увеличилась и занимает половину бассейна Азовского моря, в то время как у NEMO площадь льда изменилась незначительно, однако до конца декабря она убывает. По данным ERA5 24 декабря лёд покрывает центральную часть моря, но на оптическом снимке MODIS он в Азовском море отсутствует.

В январе 2015 г. лёд в NEMO и ERA5 образуется в Таганрогском заливе и с течением 10 дней его площадь растёт. В NEMO лёд занимает чуть больше половины бассейна и до конца месяца площадь монотонно сокращается и уже в начале февраля лёд пропадает. В ERA5 лёд занимает почти весь бассейн Азовского моря, однако на спутниковом снимке MODIS он присутствует в Таганрогском заливе и вдоль северного побережья. В IMS в течение практически всего месяца лёд наблюдается в Таганрогском заливе и во всём побережье бассейна.

В первой половине февраля 2015 г. лёд у NEMO наблюдается в прибрежной части Таганрогского залива, что соответствует оптическим снимкам. В этот же период у ERA5 лёд образовался в западной половине Азовского моря, что не совпадает с наблюдениями. Во второй половине февраля 2015 г. у NEMO и ERA5 лёд находится в Таганрогском заливе. В ERA5 также лёд имеется в западной части бас-

сейна в данный период и в начале марта, при этом на спутниковых снимках лёд отсутствует. По данным IMS в первую половину лёд наблюдается в северном побережье, в западной части Азовского моря и в Ясенском заливе. После площадь сокращается и занимает восточную часть Таганрогского залива. В марте 2015 г. лёд наблюдается в ERA5 и в IMS, в первом случае в западной части, во втором – в северной части Таганрога, что не соответствует снимкам MODIS.

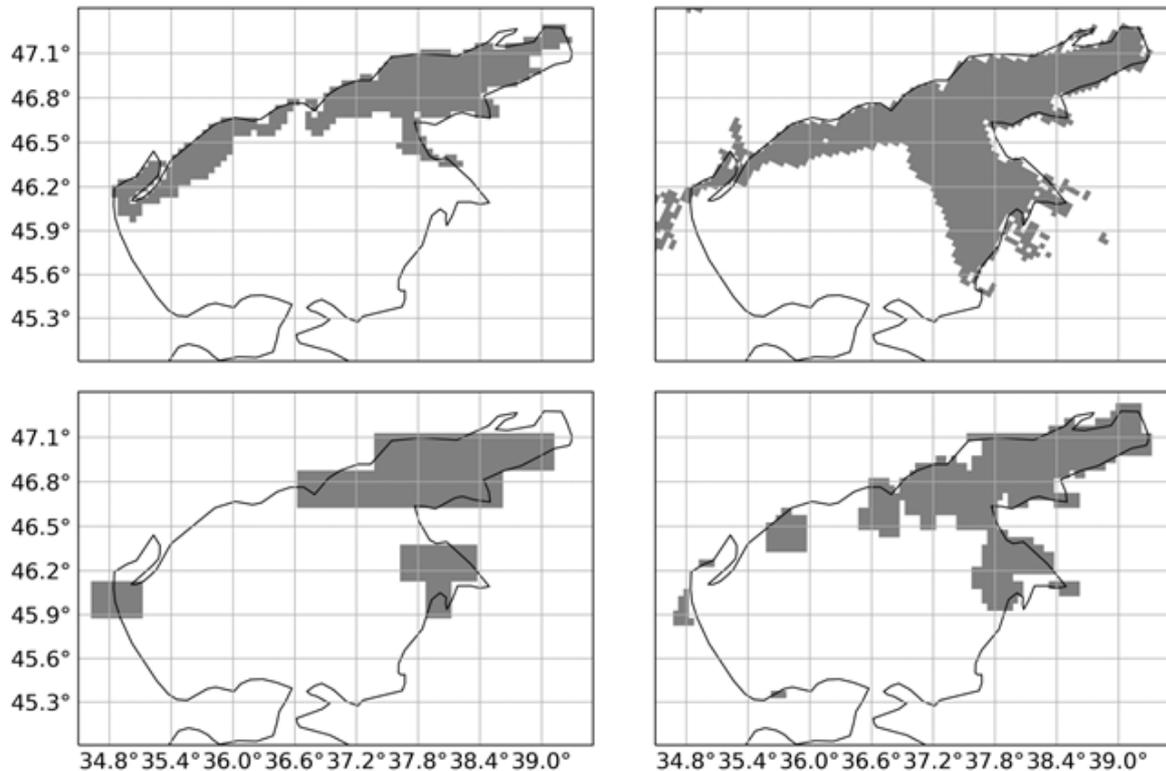


Рис. 2. Ледовая обстановка Азовского моря на 2016-01-15 по данным а) NEMO, б) IMS, в) ERA5, г) OSTIAB января 2016 г. по спутниковым снимкам видно, что лёд покрывает Таганрогский залив и находится в заливах северной части Азовского моря. Похожая картина наблюдается в расчёте NEMO в первую половину января. Во второй половине января лёд образуется в Таганрогском заливе и в течение данного месяца его площадь увеличивается и занимает больше половины Азовского моря. По данным OSTIA лёд присутствует в Таганрогском и Ясенском заливах а также у берегов северного побережья, однако они не совпадают с MODIS. В реанализе ERA5 лёд отсутствует в северной части бассейна.

В феврале 2016 г. в NEMO лёд сокращается до конца первой половины февраля, в дальнейшем он отсутствует. В ERA5 и OSTIA ледовая обстановка совпадает и лёд в основном наблюдается в Таганрогском и Ясенском заливах и в северных заливах Азовского моря. У IMS лёд расположен вдоль северного, восточного и Таганрогского берегов.

В декабре 2016 г. лёд присутствует в NEMO, ERA5, OSTIA и в IMS, однако в по данным MODIS льда в этом месяце нет.

В феврале 2017 г. наблюдаются различия между IMS и OSTIA, где в IMS лёд занимает всю акваторию Азовского моря, а в OSTIA лёд практически отсутствует. На оптическом снимке MODIS Азовское море полностью покрыто льдом.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе анализа данных NEMO, ERA5, OSTIA, IMS и снимков оптического диапазона MODIS видно, что общая динамика проявления морского льда совпадает. Во всех случаях лёд первоначально образуется в Таганрогском заливе, после у северного побережья и в дальнейшем в зависимости от погодных условий лёд может занять всю поверхность Азовского моря. Однако при более подробном анализе видно, что рассматриваемые продукты отличаются от оптических снимков MODIS. Однако и у MODIS есть проблемы – данные отсутствуют при облачной погоде, которая является распространённой в зимний период.

Литература:

1. Р. В. Боровская Исследование ледовых условий азовского моря и керченского пролива в зимний период 2015-2016 гг. И оценка их влияния на промысловую обстановку и процесс миграции и

- нагул рыбы // Труды Южного научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии. 2017. Т. 54. № -1. С. 35-41.
2. Л. Пиетранера, Л. Чезарано, Ю. И. Кантемиров Пример мониторинга ледовой обстановки и судоходства в замерзшей акватории Азовского моря и Керченском проливе по данным COS-MO-SkyMed // ГЕОМАТИКА 2012, №1, с 72 – 76
 3. Л.В. Дашкевич, Л.Д. Немцева, С.В. Бердников Оценка ледовитости Азовского моря в XXI веке по спутниковым снимкам Terra/Aqua MODIS и результатам математического моделирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. No 5. С. 91–100
 4. Е.А. Лупян, О.Ю. Лаврова, М.И. Митягина, А.Г. Костяной Ледовая обстановка в районе строительства Крымского моста в феврале 2017 г // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2017. Т. 14. No 1. С. 247–251
 5. Е. Букатов, Д. Д. Завьялов, Т. А. Соломаха Численное моделирование дрейфа льда в азовском море // Метеорология и гидрология, 2012, №6, с 36 – 44
 6. Madec, G. NEMO Ocean Engine. Note du Pôle de modélisation. Technical Report. France: Institut Pierre-Simon Laplace, 2008. No. 27. ISSN No 1288-1619. URL: https://www.nemo-ocean.eu/doc/NEMO_book.html [дата обращения: 11.03.2019]
 7. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. 2017, updated monthly. ERA5 Reanalysis. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. <https://doi.org/10.5065/D6X34W69>.

The influence of different open boundary conditions on the results of numerical simulation in the north-eastern part of the Black Sea

Senderov M.V., Mizyuk A.I.

Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol, Russia
E-mail: senderovmaxim@gmail.com

When receiving marine forecasts, it is important to reproduce not only large-scale processes, but also meso- and submesoscale processes. Such circulation for the Black Sea is typical mainly in the coastal and shelf zones. Numerical simulation reproduced such processes only when using computational domains with high spatial resolution. Carrying out such calculations for the entire pool for an acceptable machine time will require large computing powers. Therefore, the nested grids method is used or a regional configuration (nested domain) is created. The main impact on the nested domain is carried out by setting the boundary conditions at the open side boundaries.

In the study, three schemes were used.

The Flow Relaxation Scheme (FRS), applies a simple relaxation of the model fields to externally-specified values over a zone next to the edge of the model domain. Thus the model solution is completely prescribed by the external conditions at the edge of the model domain and is relaxed towards the external conditions over the rest of the FRS zone. The application of a relaxation zone helps to prevent spurious reflection of outgoing signals from the model boundary.

The Flather scheme is a radiation condition on the normal, depth-mean transport across the open boundary. The depth-mean normal velocity along the edge of the model domain is set equal to the external depth-mean normal velocity, plus a correction term that allows gravity waves generated internally to exit the model boundary.

When using Dirichlet-type boundary conditions, the values at the boundary of the region are equal to the values from the external (basin) configuration.

In the present work, a numerical simulation of hydrophysical parameters near the southeastern coast of the Crimean peninsula was carried out. A regional configuration was created with a spatial resolution of 1.5 km. In order to make sure that the method of specifying the boundary conditions at the open side boundary in the first experiment, six additional short-term experiments were carried out correctly. As a result of the work done, it can be noted that for correct reproduction of hydrophysical parameters one should not take into account barotropic velocities at the open border. In the fields of temperature and salinity, at the open boundary, there is no numerical noise when using the flow relaxation scheme. This scheme helps to reduce or prevent the reflection of waves from the border. Sea level is reproduced correctly when using the Flater scheme.

Влияние различных видов граничных условий на жидкой боковой границе на результаты численного моделирования в северо-восточной части Черного моря

Сендеров М.В., Мизюк А.И.

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
E-mail: senderovmaxim@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ

При получении морских прогнозов важно воспроизводить не только крупномасштабные процессы, но и мезо- и субмезомасштабные процессы. Для акватории Черного моря циркуляция с такими масштабами характерна в основном в прибрежной и шельфовой зонах. Численное моделирование воспроизводит такие процессы только при использовании расчетных доменов с высоким пространственным разрешением. Проведение таких расчетов для всего бассейна за приемлемое машинное время потребует больших вычислительных мощностей. Поэтому применяется метод вложенных сеток или создается региональная конфигурация (вложенный домен). Основное воздействие на вложенный домен осуществляется посредством задания граничных условий на открытых боковых границах.

Существуют различные способы задания граничных условий на жидкой открытой боковой границе. Целью данной работы является определение оптимального способа их задания.

МОДЕЛЬ ЦИРКУЛЯЦИИ NEMO И НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ РЕАЛИЗАЦИИ

Для решения поставленных целей использовалась численная трехмерная нелинейная модель циркуляции NEMO OPA [1]. Она основана на системе примитивных уравнений гидротермодинамики в приближении Буссинеска и гидростатики. В модели реализованы наиболее распространенные виды уравнений состояния, из которых была выбрана формула ЮНЕСКО.

На поверхности моря задается кинематическое условие, на основе которого рассчитывается уровень:

$$\omega = \frac{\partial \eta}{\partial t} + \mathbf{U}_h|_{z=\eta} \cdot \nabla_h(\eta) + P - E$$

При этом используется схема расщепления по времени на быструю (баротропную) и медленную (бароклинную) моды [2].

Дискретизация системы уравнений выполнена на сетке «С» по терминологии Аракавы [3]. Уравнения движения представлены в форме Громеки – Лэмба. Для нелинейных слагаемых в уравнениях переноса импульса температуры и солёности используется TVD схема [4]. Вертикальное турбулентное перемешивание в модели рассчитывается с использованием гипотезы замыкания $k-\varepsilon$ [5].

Региональная конфигурация была получена с использованием инструментов «NESTING TOOLS», распространяемых вместе с кодом модели [6].

В модели NEMO реализовано несколько схем с помощью которых можно задавать граничные условия на открытой границе. В проводимом исследовании были использованы следующие схемы:

Схема релаксации потоков: применяется простая релаксация модельных полей к значениям в некоторой области около жидкой открытой границы [1, 9]. Уравнение для некоторой модельной прогностической переменной Φ в этом случае будет иметь вид:

$$\Phi(d) = \alpha(d)\Phi_e(d) + (1 - \alpha(d))\Phi_m(d); d = 1, N,$$

где Φ_e – заданное внешнее поле;

Φ_m – модельное решение;

d – дискретное расстояние от границы расчетной области, а α параметр, который равен 1 при $d = 1$ и уменьшается с ростом значения d . Функция $\alpha(d)$ задается следующим образом:

$$\alpha(d) = 1 - \tanh\left(\frac{d-1}{2}\right); d = 1, N$$

Таким образом, в заданной зоне релаксации модельное решение больше зависит от внешних условий на краю расчетной области и ослабляется по отношению к ним с отдалением от края. Применение такой схемы помогает уменьшить или предотвратить отражение волн от границы. Параметр d обычно изменяется в пределах от 8 до 10.

Схема излучения, предложенная Флэтером: схема учитывает излучение нормального переноса по глубине вдоль открытой границы [1, 10]. Условие ставится следующим образом:

$$U = U_e + \frac{c}{h}(\eta - \eta_e),$$

где U – средняя по глубине скорость, нормальная к границе, а η – уровень моря. Нижний индекс e указывает на такие же поля только внешние. Скорость внешних гравитационных волн определяется как $c = \sqrt{gh}$, h – глубина слоя. Скорости нормальные к краю расчетной области и средние по глубине приравниваются к внешним значениям с некоторой поправкой, которая позволяет гравитационным волнам генерируемым внутри покинуть пределы домена.

При использовании граничных условий типа Дирихле значения на границе области приравниваются к значениям из внешней (бассейновой) конфигурации.

ОПИСАНИЕ ИСПОЛЬЗОВАННЫХ КОНФИГУРАЦИЙ

Исследуя термодинамические поля трех внутренних море: Черного, Азовского и Мраморного, ранее была создана конфигурация с пространственным разрешением 4,6 км. Численные эксперименты проводимые с ее помощью показали хорошие результаты, поэтому региональная конфигурация, соответствующая юго-восточному побережью Крыма с разрешением 1,5 км, создавалась на ее основе. В обеих конфигурациях по вертикали задаются 35 одинаковых z-горизонтов, что важно для расчетов в режиме вложенных сеток, поскольку нет качественной процедуры интерполяции данных по вертикали. Батиметрия данной конфигурации приведена на рисунке 1. Шаг по времени 1 минута.

Граничные условия на поверхности в проводимых численных экспериментах, для бассейновой и региональной конфигураций задавались на основе результатов атмосферного реанализа ERA5 [8].

Для параметризации горизонтального турбулентного обмена, в региональной конфигурации, используется бигармонический оператор с коэффициентами $(-5 \times 10^8 \text{ м}^4/\text{с})$ и $(-5 \times 10^7 \text{ м}^4/\text{с})$ для вязкости и для диффузии соответственно. В бассейновой конфигурации значения этих коэффициентов равны $-5 \times 10^9 \text{ м}^4/\text{с}$ и $-4 \times 10^8 \text{ м}^4/\text{с}$. Такой выбор значений параметров был сделан на основе результатов предварительных численных экспериментов.

На твердых боковых границах для компонент скорости ставится условие прилипания для обеих конфигураций. Используется «квадратичное» трение на дне. В уравнениях адвекции – диффузии тепла и соли на твердых боковых границах и дне ставятся условия отсутствия потоков.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

Эксперимент 1 был проведен для периода с 1 января 2008 г. по 1 декабря 2009 г. В этом эксперименте на открытых боковых границах задавался уровень поверхности моря с помощью схемы Флетэра, баротропные скорости не учитывались, для бароклинных скоростей была выбрана схема релаксации потоков, также как для температуры и солёности. Результаты численного моделирования сопоставлялись с данными полученными в бассейновой конфигурации. При первичном анализе видно, что региональная модель корректно воспроизводит термодинамические параметры.

Чтобы убедиться, что были выбраны подходящие схемы задания боковых граничных условий был проведен ряд экспериментов с различными вариациями схем предложенных в модели. Все проводимые дополнительные расчеты проводились сроком на один месяц.

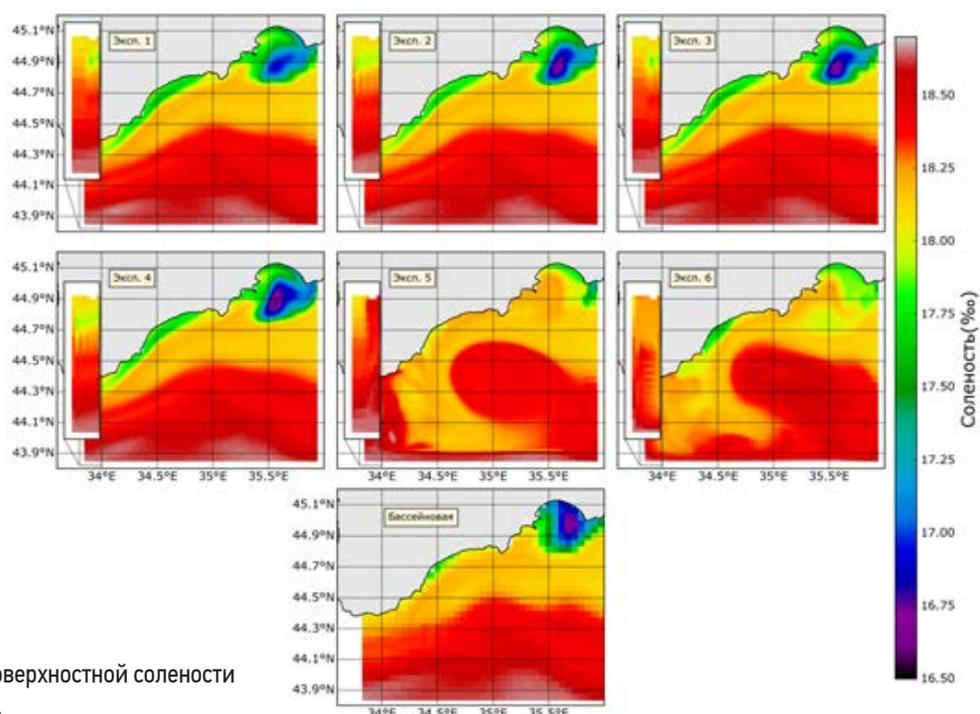


Рисунок 1. Поля поверхностной солёности за 26 января 2008 г.

Во втором эксперименте для бароклинических скоростей, температуры и солености использовались условия Дирихле. Уровень поверхности и баротропные скорости не учитывались. Как видно из рисунка 1 пространственное распределение солености, в проведенных экспериментах близка к бассейновой. Но во втором расчете на боковой границе наблюдается численный шум, который похож на двухшаговые волны. Они могли появиться из-за отраженной волны. В первом эксперименте такого не наблюдается, потому что для температуры и солености использована схема релаксации потоков, которая предотвращает появление таких волн.

Чтобы избавиться от численного шума на открытой боковой границе в полях температуры и солености в эксперименте 3 эти параметры задавались схемой релаксации потоков. Бароклинические скорости также учитывались с помощью схемы релаксации потоков. Уровень и баротропные скорости по прежнему не использовались.

Как видно из рисунка 1, численного шума в полях солености нет. Данные поля качественно и количественно близки. Эти результаты показывают нам, что во втором эксперименте численная неустойчивость на открытой границе была вызвана отраженной волной.

Следующий четвертый эксперимент проводился со схемой Флетэра для уровня моря, баротропные скорости не учитываются, бароклинические – с помощью схемы релаксации потоков. Для температуры и солености использовались условия типа Дирихле. В полях температуры и солености на открытой границе присутствует численный шум, для этих параметров не использовалась схема релаксации потоков.

Для пятого эксперимента были выбраны г/у такие же как в четвертом эксперименте (для уровня и баротропных скоростей – схема Флетэра, бароклинические скорости – схема релаксации потоков, температура и соленость – тапа Дирихле). Поля температуры и солености в этом расчете имеют отличную структуру, от полей полученных в бассейновой конфигурации и первом эксперименте (рисунок 1). Также как и в четвертом эксперименте на открытой границе существует численный шум, вызванный отраженной волной.

Последний, шестой эксперимент проводился со схемами использованными в первом эксперименте (уровень моря и баротропные скорости – схема Флетэра, бароклинические скорости, температура и соленость – схемы релаксации потоков). Данные полученные в результате последнего эксперимента, как в поле уровня моря, так и в полях температуры и солености (рисунок 1) имеют существенные отличия от первого эксперимента и результатов бассейновой конфигурации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе проведено численное моделирование гидрофизических параметров у юго-восточного побережья Крымского полуострова. Для выполнения этой задачи была создана региональная конфигурация с пространственным разрешением 1,5 км. Чтобы убедиться, что способ задания граничных условий на открытой боковой границе в первом эксперименте был сделан правильно было проведено шесть дополнительных краткосрочных эксперимента. В результате проделанной работы можно отметить, что для корректного воспроизведения гидрофизических параметров не стоит учитывать баротропные скорости на открытой границе. В полях температуры и солености, на открытой границе, не возникает численного шума при использовании схемы релаксации потоков. Данная схема помогает уменьшить или предотвратить отражение волн от границы. Уровень поверхности моря воспроизводится правильно при использовании схемы Флетэра. Следующим этапом данной работы будет более детальное сопоставление результатов полученных в первом эксперименте с данными бассейновой конфигурации. Увеличение пространственного разрешения должно было повлиять на воспроизведение большего числа мезо- и субмезомасштабных структур.

Литература:

1. Madec, G. *NEMO reference manual, ocean dynamics component* / G. Madec // ISSN 1288-1619, Note du pôle de modélisation IPSL № 27, France, –January 2016.
2. Roullet, G. *Salt conservation, free surface, and varying levels: a new formulation for ocean general circulation models* / G. Roullet, G. Madec // *J. Geophys. Res.*, –2000, –P.23
3. Mesinger, F. *Numerical methods used in Atmospheric models* / F. Mesinger, A. Arakawa // *GARP Publication Series*, –1976, –№ 17
4. Zalesak, S. T. *Fully multidimensional flux corrected transport algorithms for fluids* / S. T. Zalesak // *J. Comput. Phys.*, –1979 – 31
5. Rodi, W. *Examples of calculation methods for flow and mixing in stratified fluids* / W. Rodi // *J. Geophys. Res.*, –1987, –P. 5305-5328
6. *User's Guide NEMO / AGRIF Nesting tools* // January 30, –2006
7. Philip W. Jones : *A User's Guide for SCRIP : A Spherical Coordinate Remapping and Interpolation Package* http://climate.lanl.gov/Software/SCRIP/SCRIP_users.pdf
8. Copernicus Climate Change Service (C3S) (2017): *ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric reanalyses of the global climate*, Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS).

9. Davies, H., 1976: *A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102, 405–418.
10. Flather, R., 1994: *A storm surge prediction model for the northern bay of bengal with application to the cyclone disaster in april 1991. J. Phys. Oceanogr.*, 24, 172–190.

Negative viscosity parameterization in NEMO ocean model

Perezhogin P.A.

Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia
E-mail: pperezhogin@gmail.com

Ocean models currently used in climate research have resolution of 1/4 degree and referred to as «eddy-permitting» since they resolve mesoscale eddies just partly and underestimate mesoscale eddy activity contrary to «eddy-resolving» models with typical resolution of 1/10 degree. This problem can be overcome by applying energy budget-based backscatter parameterizations, which return energy dissipated by viscosity to ensure energy conservation as geostrophic turbulence requires. In [1] it is proposed to use biharmonic viscosity for numerical stability and Laplace negative viscosity to ensure total energy conservation. Later, they proposed an additional equation for subgrid energy to adapt parameterization to nonhomogeneous turbulent flows [2]. We implemented this parameterization [2] in NEMO ocean model in Double Gyre configuration, which led to significant improvements in circulation.

Figure 1 shows meridional heat flux in eddy-permitting (R4, R4 negative viscosity) and eddy-resolving models (R9). Full heat flux is a sum of eddy and mean flow heat fluxes. Eddy heat flux peak corresponds to the latitude of boundary current separation. Applying of parameterization (R4 negative viscosity) allows to shift this peak relatively to the bare model (R4) in south direction as eddy-resolving model predicts (R9). Restoration of true eddy heat flux leads to the improvements in mean fields, especially in mean SST in current separation zone (not shown). Advances in the dynamics concern not only the surface currents, but also a deep ocean circulation: Meridional Overturning Circulation (MOC) cell at 1 km depth was recovered (not shown).

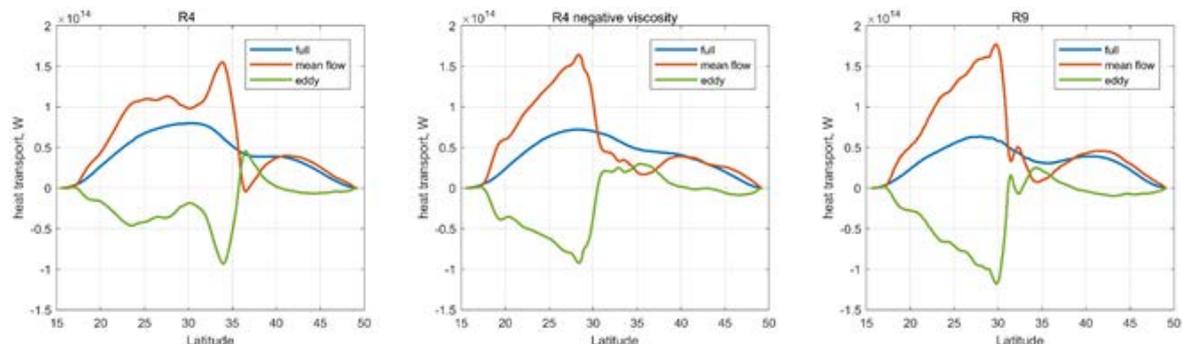


Figure 1. 20-years mean meridional heat flux in eddy-permitting (R4, R4 negative viscosity) and eddy-resolving (R9) models, in Watts. Total heat flux (full) is a sum of mean flow flux and eddy flux.

The work was supported by the Russian Science Foundation (№ 17-17-01210, development of subgrid turbulence closures) and Russian Foundation for Basic Research (18-05-60184, simulations with idealized ocean model and results analysis).

References:

1. Jansen M. F., Held I. M. Parameterizing subgrid-scale eddy effects using energetically consistent backscatter // *Ocean Modelling*. – 2014. – V. 80. – PP. 36-48.
2. Jansen M. F., Held I. M., Adcroft A., Hallberg R. Energy budget-based backscatter in an eddy permitting primitive equation model // *Ocean Modelling*. – 2015. – V. 94. – PP. 15-26.

Параметризация отрицательной вязкости в модели океана NEMO

Пережогин П.А.

Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, Москва, Россия
E-mail: pperezhogin@gmail.com.

Современные модели океана, используемые в климатических исследованиях, имеют так называемое «вихредопускающее» разрешение около 1/4 градуса. Мезомасштабная динамика в таких моделях описывается лишь частично, в отличие от «вихререзающих» моделей с разрешением около 1/10 градуса. Генерация мезомасштабных вихрей в океане происходит на масштабе внутреннего радиуса деформации Россби, и в вихредопускающих моделях на этот масштаб приходится порядка двух точек расчетной сетки. Вследствие недостаточного пространственного разрешения, вихревая активность оказывается заниженной, что в частности приводит к неправильному описанию вихревых потоков тепла и, как следствие, к ошибкам в температуре поверхности океана, которая важна для постановки граничных условий в атмосферной компоненте модели климата. Для того чтобы учесть неразрешаемые явно мезомасштабные процессы, были предложены различные параметризации подсеточной квазидвумерной турбулентности [2], [4], [5].

Модели климата предыдущего поколения имели «вихренедопускающее» разрешение в океане порядка 1 градуса, которое оказывается недостаточным для воспроизведения процесса генерации мезомасштабных вихрей. По этой причине параметризации мезомасштабной турбулентности состояли из двух компонент [1]: горизонтальная вязкость и изопикническая диффузия, моделирующие процессы турбулентного перемешивания мезомасштабными вихрями, и параметризация Гента-Маквильямса [2], моделирующая сток доступной потенциальной энергии, вызванный генерацией мезомасштабных вихрей. С переходом к вихредопускающему разрешению оба эти процесса стали частично описываться явно, что повлияло и на разработку параметризаций подсеточной мезомасштабной турбулентности. Так, в качестве операторов диффузии и вязкости стал использоваться оператор Лапласа в высокой степени, действующий в горизонтальной плоскости. Таким образом, основное предназначение этих параметризаций начало состоять не в турбулентном перемешивании, а в поддержании устойчивости численного расчета. В свою очередь, параметризация Гента-Маквильямса не рекомендуется к использованию в вихредопускающих моделях [3]. В работах [4], [5] для усиления активности мезомасштабных вихрей было предложено совместно с бигармонической диссипацией использовать параметризацию отрицательной вязкости, которая возвращает энергию из неразрешаемых на сетке масштабов в разрешаемые (backscatter). Коэффициент отрицательной вязкости выбирается таким образом, чтобы в среднем энергия разрешаемых течений не диссипировалась вследствие действия комбинации этих двух параметризаций, как это должно происходить в квазидвумерной турбулентности. В случае однородной турбулентности достаточно выбрать независимую от пространства отрицательную вязкость [4], а в неоднородном случае предлагается вводить дополнительное уравнение на подсеточную турбулентную кинетическую энергию [5].

В данном исследовании параметризация [4], [5] впервые опробована в примитивных уравнениях океана на основе модельной конфигурации Double Gyre [6] в модели океана NEMO [1]. Решается система дифференциальных уравнений:

$$\begin{aligned} \frac{dT}{dt} &= 0, \quad \frac{dS}{dt} = 0, \\ \frac{\partial U_h}{\partial t} + \text{adv}_h + \text{cor}_h &= -\frac{1}{\rho_0} \nabla_h p, \quad \frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g, \\ \nabla \cdot U &= 0, \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} &= -\nabla_h \cdot ((H + \eta) \overline{U_h}), \\ \rho &= \rho_0 (1 - \alpha(T - T_0) + b(S - S_0)), \end{aligned}$$

где $T, S, U, U_h, \overline{U_h}, p, \eta, \rho, H$ – потенциальная температура, соленость, скорость, горизонтальная скорость, вертикально-осредненная горизонтальная скорость, давление, уровень свободной поверхности, плотность, глубина. Расчетная область прямоугольная 3180 км×2120 км с плоским дном и постоянной глубиной 4км. На горизонтальных границах используются граничные условия свободного проскальзывания и отсутствия потока температуры и солености, придонное трение подчиняется квадратичному закону. Бассейн моделирует Атлантику в средних широтах, для силы Кориолиса используется линейное приближение бета-плоскости. Для увеличения длины пристеночного течения бассейн повернут на 45 градусов относительно зонального направления. Начальное поле скорости нулевое, начальный профиль температуры и солености не зависит от горизонтальной координаты. На свободной поверхности задано



напряжение трения зонального ветра, имеющее максимум на 35 широте и следующие потоки плавучести: явный поток тепла в атмосферу, поток пресной воды и солнечное излучение. Внутренний радиус деформации Россби варьируется от 5 км на севере до 40 км на юге. Численное интегрирование производится на равномерной по горизонтали сетке с 30 уровнями по вертикали. Рассматриваются модели при трех разрешениях: R1 (шаг сетки 1 градус (106 км), количество узлов 30×20), R4 (шаг сетки 1/4 градуса (26.5 км), количество узлов 120×80), R9 (шаг сетки 1/9 градуса (11.7 км), количество узлов 270×180).

Параметризация отрицательной вязкости имеет следующий вид:

$$\frac{\partial U_h}{\partial t} = \dots - \nu_4 \Delta_h^2 U_h - \nabla_h (\nu_2 \nabla_h U_h),$$

где первое слагаемое отвечает за диссипацию энергии с $\nu_4 > 0$, Δ_h – горизонтальный оператор Лапласа. Второе слагаемое возвращает энергию в разрешаемые масштабы, $\nu_2 \geq 0$. Коэффициент ν_2 выбирается исходя из уровня подсеточной турбулентной кинетической энергии (ПТКЭ):

$$\nu_2 = \delta x \cdot c_{back} \sqrt{\max(e, 0)},$$

$c_{back} = 0.4\sqrt{2}$ [5]. На ПТКЭ $e \equiv e(x, y, z, t)$ вводится дополнительное уравнение:

$$\frac{de}{dt} = \dot{E}_{diss} - \dot{E}_{back} + \nu_e \Delta_h e,$$

где $\frac{d}{dt}$ – лагранжева производная, $\nu_e = 1000 \text{ м}^2/\text{с}$, что соответствует турбулентной диффузии мезомасштабных вихрей. Обмен энергией с подсеточными масштабами для бигармонического оператора и оператора Лапласа равны соответственно:

$$\dot{E}_{diss} = -\nu_4 \nabla_h U_h \cdot \nabla_h (\Delta_h U_h), \dot{E}_{back} = \nu_2 \nabla_h U_h \cdot \nabla_h U_h.$$

На всех границах заданы условия отсутствия потока.

В численных экспериментах мы сравниваем статистически-равновесные состояния вихререзающей модели R9 и вихредопускающих моделей R4 ($\nu_2=0$) и R4 negative viscosity ($\nu_2 \neq 0$). Для того чтобы достичь статистического равновесия, сначала проводится расчет на 1000 лет с моделью R1, затем расчет продолжается с исследуемыми моделями на 100 лет, после чего дополнительные 20 лет используются для сбора статистики. Характерный вид решения для модели R9 в широтно-долготных координатах показан на рисунке 1. Под действием переменного параметра Кориолиса вдоль западной границы бассейна формируется пристеночное течение, которое отрывается от стенки примерно на широте 32N и распространяется внутрь области в зональном направлении. В более грубых моделях широта отрыва сдвигается на север вследствие заниженной мезомасштабной вихревой активности. Важность воспроизведения правильной точки отрыва связана с тем, что вдоль струйного течения проходит изотерма температуры поверхности океана (ТПО). Таким образом, в грубых моделях наблюдаются сильные ошибки в средней по времени ТПО. На рисунке 2 показано, что использование параметризации отрицательной вязкости позволяет сильно уменьшить ошибки в средней ТПО в зоне отрыва струи. На рисунке 3 изображен меридиональный поток тепла. Полный меридиональный поток тепла направлен на север и определяется тепловым обменом с атмосферой, и поэтому практически не зависит от выбранной модели. Полный поток равен сумме вихревого потока и переноса средним течением. Вихревой поток оказывается направленным на юг и имеет свой максимум в точке отрыва струйного течения. Использование параметризации отрицательной вязкости привело к сдвигу максимума вихревого потока тепла на юг, что в свою очередь повлияло и на средние поля, в частности на среднюю ТПО. Положительные изменения затрагивают не только приповерхностные течения, но и глубинную циркуляцию океана. На рисунке 4 показана термохалинная функция тока $\psi_{MOC}(y, z) = \int_{-H}^{-z} V(x, y, z) dx dz'$ (V – меридиональная скорость, x, y – долготное и широтное направления). Как видно из рисунка, использование параметризации отрицательной вязкости позволило исправить ячейку на глубине 1000 метров, расположенную ниже термоклина.

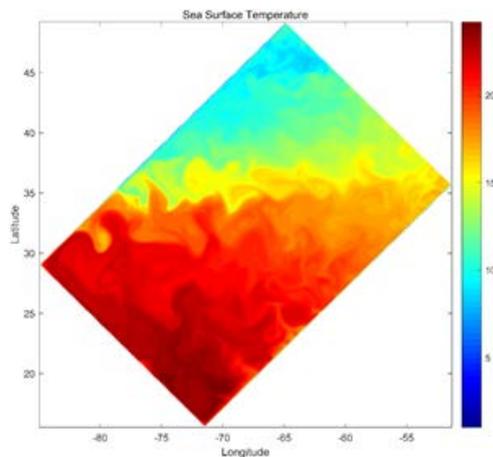


Рисунок 1. Мгновенное поле температуры поверхности океана (ТПО) в модели R9 в статистически-равновесном состоянии, в градусах Цельсия. Расчетная область показана в широтно-долготных координатах.

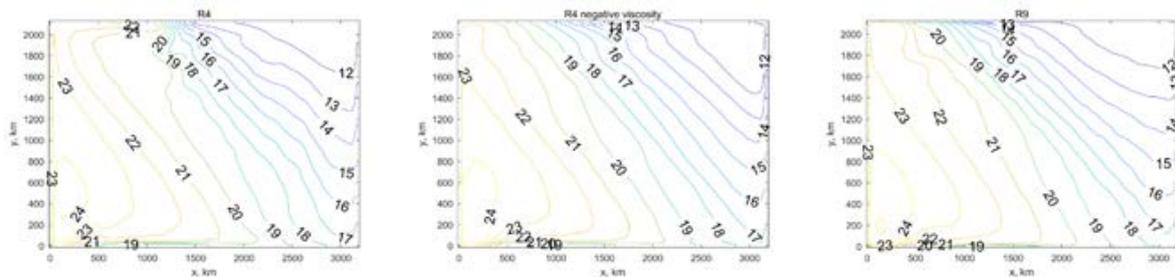


Рисунок 2. Средняя за 20 лет температура поверхности океана (ТПО) в моделях R4, R4 negative viscosity и R9, в градусах Цельсия.

В данной работе показано, что с помощью простой параметризации отрицательной вязкости можно значительно улучшить циркуляцию океана посредством усиления вихревой активности. Изменения затрагивают температуру поверхности океана, вихревой поток тепла и глубинную термохалинную циркуляцию. Добавление такой параметризации в модель не связано со значительными вычислительными затратами, поскольку эквивалентно еще одному уравнению на перенос скаляров. Параметризацию также просто запрограммировать, поскольку все необходимые функции (турбулентная диффузия, перенос скаляров) уже имеются в моделях океана.

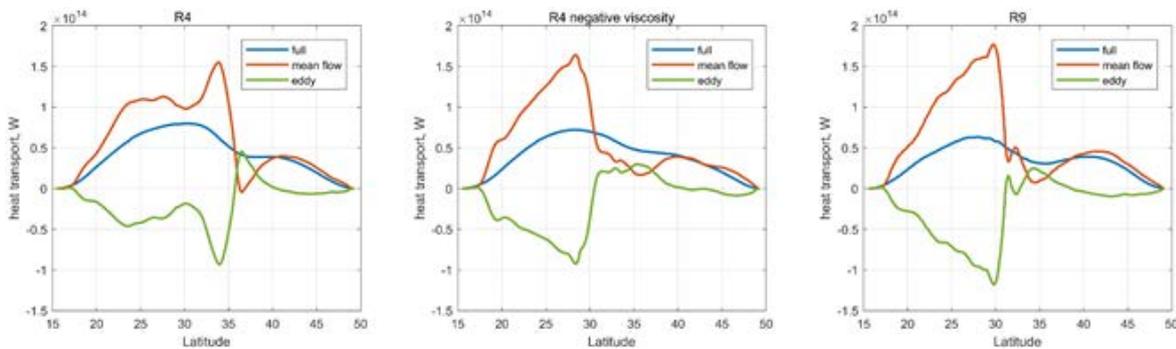


Рисунок 3. Средний за 20 лет меридиональный поток тепла в моделях R4, R4 negative viscosity и R9, в Ваттах. Полный поток тепла (full), перенос средней температуры средним течением (mean flow), вихревой поток тепла (eddy).

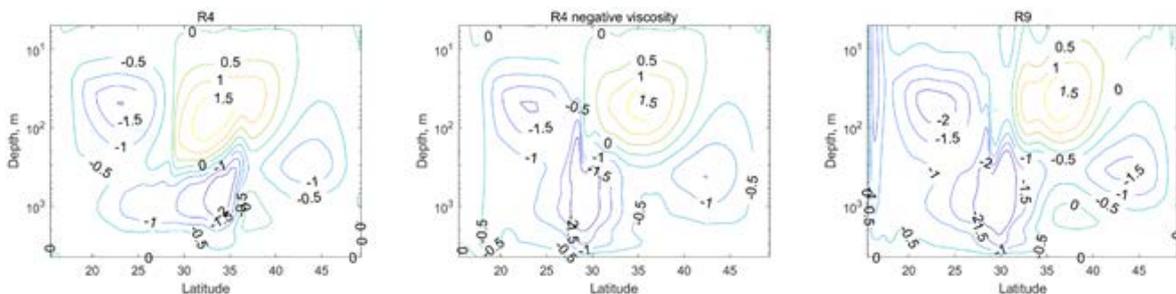


Рисунок 4. Средняя за 20 лет термохалинная функция тока (MOC), в Свердрупсах.

Работа выполнена при частичной поддержке Российского научного фонда (грант № 17-17-01210, разработка моделей подсеточной турбулентности) и РФФИ (проект 18-05-60184, расчеты с идеализированной моделью океана и анализ результатов).

Литература:

1. Madec G., Delecluse P., Imbard M., Levy C. Madec G. et al. Ocean general circulation model reference manual //Note du Pôle de modélisation. – 1997.
2. Gent P. R., McWilliams J. C. Isopycnal mixing in ocean circulation models //Journal of Physical Oceanography. – 1990. – T. 20. – №. 1. – С. 150-155.
3. Bernard B. et al. Impact of partial steps and momentum advection schemes in a global ocean circulation model at eddy-permitting resolution //Ocean dynamics. – 2006. – T. 56. – №. 5-6. – С. 543-567.
4. Jansen M. F., Held I. M. Parameterizing subgrid-scale eddy effects using energetically consistent backscatter //Ocean Modelling. – 2014. – T. 80. – С. 36-48.
5. Jansen M. F., Held I. M., Adcroft A., Hallberg R. Energy budget-based backscatter in an eddy permitting primitive equation model //Ocean Modelling. – 2015. – T. 94. – С. 15-26.
6. Lévy M., Klein P., Tréguier A. M., Iovino D., Madec G., Masson S., Takahashi K. Modifications of gyre circulation by sub-mesoscale physics //Ocean Modelling. – 2010. – T. 34. – №. 1-2. – С. 1-15.

Sensitivity of modeling results of the Black Sea circulation to the choice of boundary conditions on the free surface

Demyshev S.G., Dymova O.A.

Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol, Russia
E-mail: olgadym@yahoo.com

Determination and prediction of sea level oscillations are important in terms of risk assessment for coastal areas. Along with in-situ observations mathematical models are one of the main systems components for monitoring of the marine environment changes. The quality of numerical diagnosis and prognosis directly depends on the accuracy of hydrophysical parameters reproduction by models. This work is devoted to the analysis of the influence of the sea surface boundary conditions on the modeling results of the sea level fields in the Black Sea.

The z-coordinate nonlinear eddy-resolving model of the Black Sea circulation [1] created in Marine Hydrophysical Institute of the RAS are used as a research tool. Atmospheric forcing is set by SKIRON data for 2011. The model takes into account runoff of the Black Sea rivers and water exchange through the Bosphorus and Kerch Strait. Assimilation of observations data is not performed in present work. Two numerical experiments are carried out. The difference between the experiments is in the type of equation for calculating the elevation of the free surface. The linearized kinematic condition on the sea surface is used in the first case (experiment 1) and the full one – in the second case (experiment 2). Integration of the complete system of equations, including the equations of heat and salt transfer, is performed for one year.

The analysis of the modeling results showed that the both experiments reconstruct the Black Sea surface dynamic in accordance with the sea level calculated with altimetry assimilation [2]. But it is obtained that the height of sea level near the Western boundary of the basin is decreased under account of the full kinematic conditions for cases of extreme level rise (more than 30 cm) caused by storm winds. The decrease in the maximum level heights in shallow water can be explained by the fact that the account of all terms in the free surface equation allows to describe a wider class of wave motions, resulting in a decrease in kinetic energy due to its redistribution between the movements of different spatial and temporal scales.

Comparison of calculations results showed that the greatest differences in the structure of the sea level fields are observed during the period of the RIM Current weakening (a warm season) in zones of evolution of the Sevastopol and Batumi anticyclones. It is note the minimal and maximal values of level heights are almost equal for both experiments but its locations do not match. The discrepancy in the spatial positions of raising / lowering level is due to the mismatch in the motion phases of anticyclones and the mesoscale eddies along the periphery of the RIM Current.

Experiment 1 was carried out within the Russian Foundation for Basic Research (RFBR) grant (No. 18-05-00353). Implementation of new model version and experiment 2 were performed in the framework of the state assignment No. 0827-2019-0003.

References:

1. Demyshev SG (2012) A numerical model of online forecasting Black Sea currents. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 48(1):120-132.
2. Korotaev GK, Ratner YB, Ivanchik MV, Kholod AL, Ivanchik AM (2016) Operational system for diagnosis and forecast of hydrophysical characteristics of the Black Sea. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 52(5):542-549.

Оценка чувствительности результатов моделирования циркуляции Черного моря к выбору граничных условий на свободной поверхности

Демьшев С.Г., Дымова О.А.

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
E-mail: olgady@yahoо.com

Изменение уровня в прибрежных зонах внутренних морей может представлять серьезную опасность для населения и объектов народного хозяйства. Так, согласно данным наблюдений катастрофические подъемы уровня в Черном и Азовском морях достигали высот около 7 м [1], в Каспийском море – более 20 м [2], что приводило к затоплению территории и нанесению значительного ущерба. Поэтому точное определение и прогнозирование изменения уровня имеет важное значение с точки зрения оценки рисков для прибрежных территорий. В свою очередь точность воспроизведения уровня при расчетах по гидродинамическим моделям зависит от адекватной постановки краевых условий на поверхности моря. Настоящая работа посвящена анализу влияния граничных условий на поверхности моря на результаты моделирования поля уровня.

В качестве инструмента исследования использована z-координатная нелинейная вихреразрешающая модель циркуляции Черного моря [3], созданная в Морском гидрофизическом институте РАН (МГИ). Полная система уравнений термогидродинамики океана записана в приближении Буссинеска, гидростатики и несжимаемости морской воды. Решение системы уравнений модели строится в терминах приведенного уровня океана. Использование этого подхода позволяет учитывать влияние изменений поля плотности в верхних слоях, преимущественно определяющих возвышение уровня. Ранее в работах по моделированию циркуляции в Черном море [4] использовалось условие “твердой крышки”. Однако для исследования изменчивости уровня под воздействием быстрых нестационарных процессов необходимо переходить от приближения “твердой крышки” к решению уравнения для свободной поверхности. Как было показано в [5], в период установления течений после начального возмущения в шельфовых районах Черного моря существенно изменяется характер движений по сравнению с данными, полученными с условием “твердой крышки”.

Уравнение свободной поверхности строится в предположении выполнения кинематического условия, обозначающего непроницаемость свободной поверхности для жидкости:

$$z = \zeta(x, y, t).$$

Т.к. вертикальная скорость движений поверхности океана определяется как полная производная по времени от z , то уравнение свободной поверхности в случае отсутствия потока массы из атмосферы имеет вид:

$$w + \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} = 0,$$

где u , v , w – компоненты скорости течения на свободной поверхности, ζ – возвышение свободной поверхности. Когда отношение $\zeta/H \ll 1$ (H – глубина), третьим и четвертым членом в левой части пренебрегают (линеаризованное условие). Максимальная глубина Черного моря превышает 2 км, при этом более 20% площади моря занимает акватория с глубинами менее 100 м. Северо-западная часть моря представляет собой обширную шельфовую зону (СЗШ) со средними глубинами около 20 м. Как указано в [1] экстремальные повышения уровня здесь могут достигать нескольких метров, следовательно условие $\zeta/H \ll 1$ в некоторых случаях становится некорректным. Целью настоящей работы было оценить точность результатов моделирования возвышения уровня Черного моря при задании линеаризованного и полного кинематического условия на свободной поверхности.

В работе проведено два численных эксперимента по моделированию циркуляции с учетом реального атмосферного воздействия. В качестве граничных условий на поверхности задаются касательные напряжения трения ветра, потоки тепла, осадки и испарение. В модели учтены впадины основных черноморских рек и водообмен через Босфорский и Керченский проливы. Полное описание модели, используемые приближения и численные аппроксимации дифференциальных уравнений представлены в [3]. Отличие между экспериментами заключалось в типе уравнения для расчета возвышения свободной поверхности. В первом варианте (далее эксперимент 1) рассматривалось линеаризованное кинематическое условие на свободной поверхности ($z = 0$):

$$w|_{z=0} + \frac{\partial \zeta}{\partial t} = \frac{Pr - Ev}{\rho_0}, \quad (1)$$

во втором (эксперимент 2) – полное кинематическое условие:

$$w|_{z=0} + \frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} = \frac{Pr - Ev}{\rho_0}. \quad (2)$$

В уравнениях (1) и (2) в правой части задан суммарный поток массы из атмосферы, учитывающий осадки Pr и испарение Ev , ρ_0 – средняя плотность воды в поверхностном слое.

Расчеты проведены на равномерной сетке с шагом по горизонтальным координатам 1.6 км, по вертикали рассмотрены 27 z -горизонтов, шаг по времени равен 96 сек. Батиметрия бассейна построена путем интерполяции массива глубин из Базы океанографических данных МГИ на сетку модели. На дне ставятся условия непротекания и отсутствия потоков тепла и соли, трение о дно не учитывается. На твердых боковых участках границы выполняются условия скольжения и непротекания, для температуры и солёности нормальные производные равны нулю. Температура, солёность и скорость течений в устьях рек и проливах задается в соответствии с климатическими данными. Вертикальное турбулентное перемешивание параметризовано с помощью модели турбулентного замыкания Меллора-Ямады [6]. Горизонтальная турбулентная вязкость и диффузия аппроксимируются бигармоническими операторами с постоянными коэффициентами. В начальный момент времени заданы возвышение уровня, температура, солёность и горизонтальные скорости течений, соответствовавшие 1 января климатического года. В качестве атмосферного форсинга использованы поля, полученные по данным модели SKIRON/Eta за 2011 г. с горизонтальным разрешением 1/10 градуса по широте и долготе. Ассимиляция данных наблюдений в модели не выполняется. Перед проведением расчетов начальные и граничные поля были линейно интерполированы в узлы сетки модели. Интегрирование полной системы уравнений, включая уравнения переноса тепла и соли, выполнено на один год. Рассчитанные поля уровня моря, температуры, солёности и компонент скорости усреднялись за одни сутки и эти массивы записывались как выходные данные на каждые сутки.

Рассмотрим результаты расчетов, в тексте индексом обозначен номер эксперимента. Для количественной оценки расхождения между результатами двух расчетов была рассчитана разница $\Delta\zeta = \zeta_1 - \zeta_2$ в каждом узле сетки и построены карты пространственного распределения $\Delta\zeta$. Анализ карт полей разницы уровня показал, что в течение первых трех месяцев после начала интегрирования величина $\Delta\zeta$ не превышает в среднем 0.6 см. Зимой 2011 г. наблюдалась довольно гладкая структура поля течений в верхнем слое, при этом эпизодические увеличения уровня около северо-западного побережья, вызванные интенсивным ветром, были воспроизведены практически идентично в обоих экспериментах, а величины ζ_1 и ζ_2 соответствовали уровню, рассчитанному с усвоением доступных данных наблюдений (в том числе альтиметрии) [7].

Далее с течением времени наблюдались ситуации, вызванные действием штормовых ветров, когда при значительных повышении уровня (более 30 см) на шельфе около западной границы бассейна величина $\Delta\zeta$ была положительна, что соответствует более низким значениям ζ_2 . Наиболее показательные эпизоды были зафиксированы 2 – 3 апреля и 17 – 18 октября 2011 г., в это время разница между данными экспериментов достигала 3 см. На рис. 1 представлены карты полей уровня на 02.04.11, построенные по данным Черноморского центра морских прогнозов [7], экспериментов 1 и 2. Видно, что структуры полей качественно соответствуют друг другу. Для случаев значительного опускания уровня в районе Днепро-Бугского лимана (более -15 см) отмечено, что результаты моделирования запаздывают на сутки по сравнению с данными системы [7], при этом анализ $\Delta\zeta$ показал, что высоты уровня, полученные в экспериментах 1 и 2, дают близкие значения.

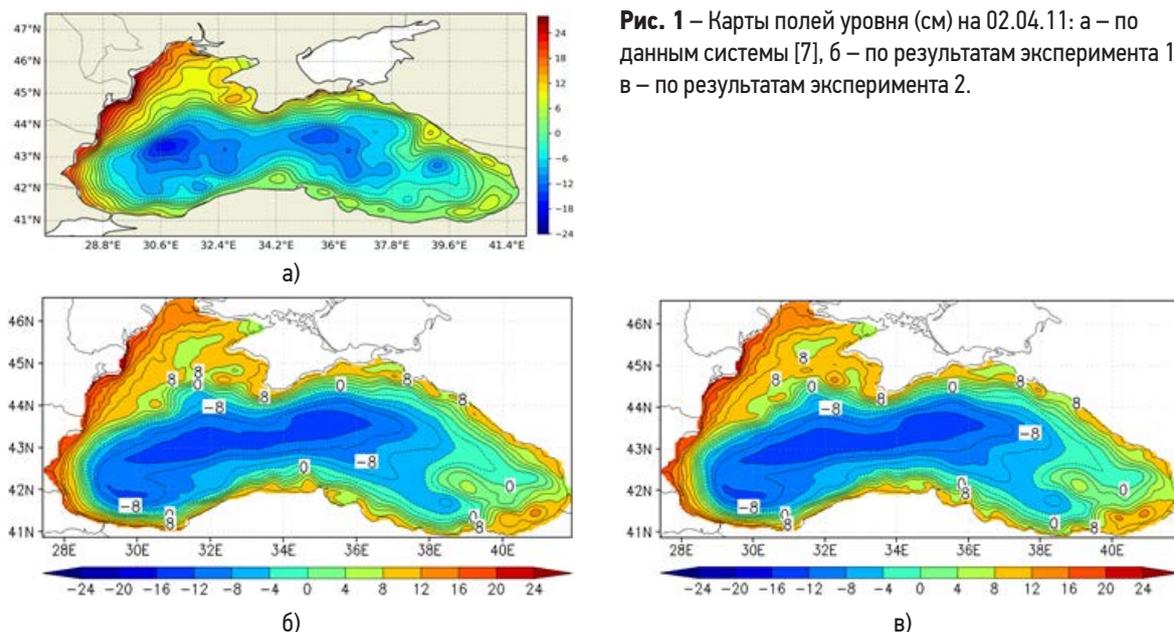


Рис. 1 – Карты полей уровня (см) на 02.04.11: а – по данным системы [7], б – по результатам эксперимента 1, в – по результатам эксперимента 2.

Отличия в структуре поля уровня наблюдаются примерно через 7 месяцев после начала моделирования. Абсолютное значение величины $\Delta\zeta$ эпизодически достигает 15 см. Это связано с тем, не совпадают фазы перемещения вихревых структур, формирующихся на периферии Основного черноморского течения (ОЧТ). Наибольшие отличия локализованы в районах Севастопольского и Батумского антициклонов. На рис. 2 представлено пространственное распределение $\Delta\zeta$ на 10.08.11. Анализ показал, что во второй половине года в эксперименте 2 Севастопольский антициклон в среднем на 14 дней раньше начинает перемещаться на юго-запад, чем по данным эксперимента 1. А циклонический круговорот к северо-востоку от Батумского антициклона более интенсивен и занимает большую площадь по результатам первого расчета.

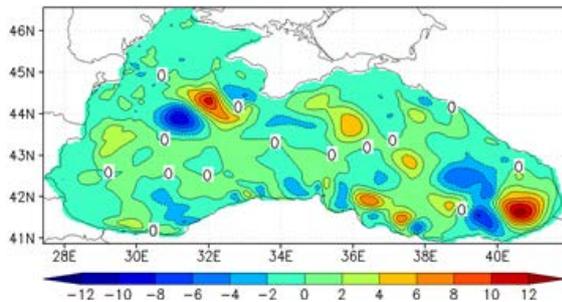


Рис. 2 – Пространственное распределение $\Delta\zeta$ на 10.08.11.

Таким образом, анализ данных проведенных численных экспериментов показал, что учет полного кинематического условия на поверхности моря приводит к уменьшению высоты поднятия уровня моря около западной границы бассейна в случаях экстремальных нагонов (более 30 см), вызванных действием ветра. Уменьшение максимальных высот уровня на мелководье возможно объясняется тем, что учет всех слагаемых в уравнении (2) позволяет описать более широкий класс волновых движений, в результате чего происходит более точное перераспределение кинетической энергии между движениями разных пространственных и временных масштабов. Сравнение результатов расчетов показало, что наибольшие различия в структуре полей уровня наблюдаются в период ослабления ОЧТ (в теплый сезон) в зонах эволюции Севастопольского и Батумского антициклонов. Следует отметить, что минимальные и максимальные значения высот уровней почти одинаковы для обоих экспериментов, но их локализации не совпадают. Расхождение в пространственных положениях подъемов / опусканий уровня обусловлено несоответствием фаз движения антициклонов и мезомасштабных вихрей по периферии ОЧТ.

Проведение эксперимента 1 и сопоставление с данными наблюдений выполнено при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 18-05-00353). Реализация нового варианта модели и проведение эксперимента 2 проведено в рамках госзадания (тема № 0827-2019-0003).

Литература:

1. Dotsenko SF, Ivanov VA (2010) *Natural disasters of the Black Sea and Azov Sea region*. Sevastopol. 174p. (in Russian)
2. Dyakonov GS, Ibraev RA (2018) *Reproduction of interannual variability of the Caspian Sea level in a high-resolution hydrodynamic model*. *Oceanology*. 58(1):8-18.
3. Demyshev SG (2012) *A numerical model of online forecasting Black Sea currents*. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 48(1):120-132.
4. Demyshev SG (1996) *The improvement of calculation accuracy of the Black Sea currents using a numerical model with a reference level*. *Russian Meteorology and Hydrology*. 1(9):53-60.
5. Ibraev RA (2001) *A study of the sensitivity of the model of the Black Sea current dynamics to the surface boundary conditions*. *Oceanology*. 41(5):615-621.
6. Mellor GL, Yamada T (1982) *Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems*. *Rev. Geophys.* 20(4):851-875.
7. Korotaev GK, Ratner YB, Ivanchik MV, Kholod AL, Ivanchik AM (2016) *Operational system for diagnosis and forecast of hydrophysical characteristics of the Black Sea*. *Izv. Atmos. Ocean. Phys.* 52(5):542-549.

Heat, mass and salt fluxes in the Lofoten basin (Norwegian sea) estimating using reanalysis data

Naumov L.M., Gordeeva S.M., Belonenko T.V.

Institute of Earth Sciences SPBU, St. Petersburg, Russia
E-mail: levnaumov96@gmail.com

Norwegian Sea is one of the most dynamic regions of the North European Basin. The variability of flows of various characteristics in this region determines the climatic picture of the entire polar region and, above all, the weather in Northern Europe. Separately, the Lofoten Basin (LB) is distinguished, within there is a quasi-stationary mesoscale eddy - Lofoten eddy. According to some authors [1], at present this eddy is a convective channel of heat and salt transfer between the surface and deep-water zones of the ocean. The purpose of the work is to climate assessment of mass, heat and salt flows in the LB area.

The study area is a rectangular area in the extreme geographic coordinates of $69^{\circ} - 72^{\circ}$ c. and 0° d. -8° e. The area of the district is 116811 km², the perimeter is 2040 km. The selected spatial limits are determined on the basis of the long-term localization of the Lofoten vortex, which manifests itself in pronounced anomalies of various hydrophysical characteristics.

Data on hydrophysical parameters (temperature, salinity, orthogonal components of current velocity and sea level) at the surface and depths are taken from the newest product ECMWF Oras5 [2]. This product was released in 2019 and is a global eddy-resolving reanalysis of ORAP5 (horizontal resolution of 0.25° and 75 vertical levels). Reanalysis is based on the NEMO 3.4.1 model, the LIM2 model is responsible for the ice block. The assimilation of observations by the model is carried out on average values using the Kalman filter. The data on ice cohesion, as well as data on the level of the GRACE satellite, are assimilated. The assimilation window is 5 days [2]. It should be noted that ORAS5 data is on a curved grid. To correctly calculate the flows, the data were interpolated onto a rectangular grid with a resolution of 0.25° .

Also, the data was selected from the older ECMWF ORAS4 reanalysis [3], which is based on the NEMO 3.0 model; there is no hotel model for ice physics and dynamics. ORAS4 has a horizontal resolution of 1° and 42 vertical levels. The model also assimilates climate level data from AVISO altimeters. The assimilation window is 10 days [3]. All data were selected for the period from 1993 to 2016. Then the data were averaged over time to climate values for the period under consideration.

The atmospheric reanalysis ECMWF Era-Interim [4] data was used to close the heat and mass balances. This reanalysis has a horizontal resolution of 0.125° and temporal data resolution of 3 hours.

Revealed that the flows calculated by different reanalysis differ from each other. It can be seen that when calculating the mass fluxes by ORAS4 reanalysis, the meridional flux at the south boundary plays a dominant role, and in the basin, the inflow flows prevail over the outgoing ones. At this time, according to the ORAS5 reanalysis, there is a shortage of water in the region, the outgoing flows predominate over the incoming flows, which is consistent with the climatic value of sea level in the LB area (-0.8 m). Thus, it can be said that the new ECMWF reanalysis more accurately reproduces the regional variability of um characteristics as compared to the ORAS4 reanalysis.

In general, the heat turnover per second in the LB region is 106–133 TJ. In the heat fluxes, the dominance of the meridional component over the zonal component is also observed. Most of the heat comes to the water area of LB through the southern border, and leaves - through the north. It also speaks of the strong influence of the Norwegian flow on heat exchange in the region. It should also be noted that the exchange of heat between the ocean and the atmosphere, in contrast to the exchange of mass, cannot be neglected; it accounts for 23% of the total heat entering the region and plays a large role in the heat balance. Based on the data obtained, it can be said that in the LB water area, the prevalence of outgoing heat over the incoming water is observed, and the region must lose its heat reserves. The residual heat balance can be explained both by the non-viscous mass balance and by the rather coarse resolution in ORAS5, therefore the heat transfer by mesoscale vortex structures (which obviously cannot be neglected in this region due to its active dynamic pattern) is not taken into account, as “under the grid phenomena”. The climatic meaning of the salt flow in the studied region is 106 - 133 t/s. In general, the distribution of the salt flow in the area of the LB corresponds to the distribution of the temperature flow, and the dominance of the meridional salt transport associated with the influence of the Norwegian current on the studied region is also noted. There is also a significant discrepancy in the salt stream, which can also be associated with both the mass balance discrepancy and the rather coarse resolution of the model on which ORAS5 is based.

Оценка потоков тепла, массы и соли в Лофотенской котловине Норвежского моря на основе данных реанализов

Наумов Л.М., Гордеева С.М., Белоненко Т.В.

Институт Наук о Земле СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия
E-mail: levnaumov96@gmail.com

Норвежское море – один из наиболее интересных в динамическом отношении районов Северо-Европейского бассейна. Изменчивость потоков различных характеристик в этом регионе определяет климатическую картину всей полярной области и, кроме всего, погоду в Северной Европе. Отдельно выделяется Лофотенская котловина (ЛК), в пределах которой существует квазистационарный мезомасштабный вихрь – Лофотенский вихрь. По мнению некоторых авторов [1], в настоящее время этот вихрь является конвективным каналом передачи тепла и соли между поверхностью и глубокими зонами океана.

Цель работы заключается в климатической оценке потоков массы, тепла и соли в окрестности ЛК.

Уравнение водного баланса Лофотенского бассейна Норвежского моря с открытыми внешними границами можно представить в следующем виде [2]:

$$\Delta V = U + W + E_{\text{эф}}, \quad (1.1)$$

где ΔV – изменение объема моря за конкретный период времени;

U – горизонтальные потоки массы по периметру бассейна;

W – вертикальный поток массы через нижнюю границу;

$E_{\text{эф}}$ – эффективное испарение с поверхности, равно разности испарения E и осадков P .

Водный баланс кроме объемной характеристики можно выразить через приращение слоя воды (уровня) ΔH на поверхности моря, так как

$$\Delta V = \Delta H \cdot S, \quad (1.2)$$

где S – площадь поверхности бассейна.

Тепловой поток – количество теплоты, передаваемой за единицу времени через единицу площади, который можно определить, как [3]

$$F_t = C_p \cdot \rho \cdot T \cdot V, \quad (1.3)$$

где F_t – поток тепла ($\text{Вт}/\text{м}^2$);

C_p – удельная теплоемкость воды, рассчитывалась по полиномиальному уравнению ЮНЕСКО [4] ($\text{Дж}/(\text{кг}\cdot\text{C})$);

V – скорость течения ($\text{м}/\text{с}$);

ρ – плотность воды, рассчитывалась по уравнению состояния морской воды TEOS-10 [5] ($\text{кг}/\text{м}^3$);

Следует отметить, что для соленых морей, температура замерзания которых отличается от 0°C , уравнение (1.3) принимает следующий вид:

$$F_t = C_p \cdot \rho \cdot (T - T_f) \cdot V,$$

где T_f – температура замерзания морской воды (рассчитывалась по полиномиальному уравнению ЮНЕСКО [4])

Поток соли – количество соли, передаваемой за единицу времени через единицу площади, который можно определить, как [3]

$$F_s = \rho \cdot S_w \cdot V, \quad (1.4)$$

где F_s – поток соли ($\text{кг}/(\text{м}^2\cdot\text{с})$);

S_w – соленость морской воды ($\text{г}/\text{кг}$).

Район исследования представляет собой прямоугольную область в крайних географических координатах $69^\circ - 72^\circ$ с.ш. и 0° д. – 8° в.д. Площадь района составляет 116811 км^2 , периметр – 2040 км . Выбранные пространственные пределы определены, исходя из многолетней локализации Лофотенского вихря, который проявляется в ярко выраженных аномалиях различных гидрофизических характеристик.

Данные о гидрофизических параметрах (температура, соленость, ортогональные компоненты скорости течений и уровень моря) на поверхности и глубинах взяты из новейшего продукта ECMWF ORAS5 [5]. Данный продукт выпущен в 2019 году и представляет собой глобальный вихреразрешающий реанализ ORAP5 (горизонтальное разрешение 0.25° и 75 вертикальных уровней). Реанализ основан на модели NEMO 3.4.1, за ледовый блок отвечает модель LIM2. Ассимиляция наблюдений моделью проводится по средним значениям с использованием фильтра Калмана. Ассимилируются данные о

сплоченности льда, а также данные об уровне спутника GRACE. Ассимиляционное окно составляет 5 суток [5]. Следует отметить, что данные ORAS5 находятся на криволинейной сетке. Для корректного расчета потоков данные интерполировались на прямоугольную сетку с разрешением 0.25°.

Также данные выбирались из более старого реанализа ECMWF ORAS4 [6], который основан на модели NEMO 3.0, отдельная модель для физики и динамики льда отсутствует. ORAS4 имеет горизонтальное разрешение 1° и 42 вертикальных уровня. Модель также ассимилирует климатические данные об уровне с альтиметров AVISO. Ассимиляционное окно составляет 10 суток [6]. Все данные выбирались за период с 1993 по 2016 гг. Затем данные были усреднены по времени до климатических значений за рассматриваемый период.

Для замыкания балансов тепла и массы использовались данные атмосферного реанализа ECMWF Era-Interim [7]. Данный реанализ имеет горизонтальное разрешение 0.125° и временную дискретность данных 3 часа. Для замыкания баланса массы использовались значения эффективного испарения (разность осадков и испарения) в исследуемой области за исследуемый период. Значения потоков тепла из океана в атмосферу находились из уравнения внешнего теплового баланса:

$$B = R + LE + F, \quad (1.5)$$

где B – суммарный поток тепла ($\text{Вт}/\text{м}^2$);

R – радиационный баланс поверхности океана ($\text{Вт}/\text{м}^2$);

LE – скрытый турбулентный поток тепла ($\text{Вт}/\text{м}^2$);

F – явный турбулентный поток тепла ($\text{Вт}/\text{м}^2$).

Для дальнейшего анализа атмосферные параметры также были усреднены за исследуемый период. Следует отметить, что при таком усреднении не учитываются макротурбулентные потоки воды, вклад которых в данном районе не может быть малым, учитывая присутствие такого интенсивного течения, как Норвежское.

По значениям скоростей течений с учетом площадей рассчитывались интегральные потоки массы, тепла и соли через боковые поверхности объема бассейна и сделаны оценки для поверхности. Все компоненты водного баланса выражались как в объемных единицах (Свердрупах, $1 \text{ Св} = 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$), так и в величинах слоя воды, отнесенной к площади поверхности акватории ($\text{м}/\text{с}$).

Для предварительной оценки динамического состояния региона рассматривались вертикальные распределения скоростей течений на границах исследуемой области (рисунки 1 – 2).

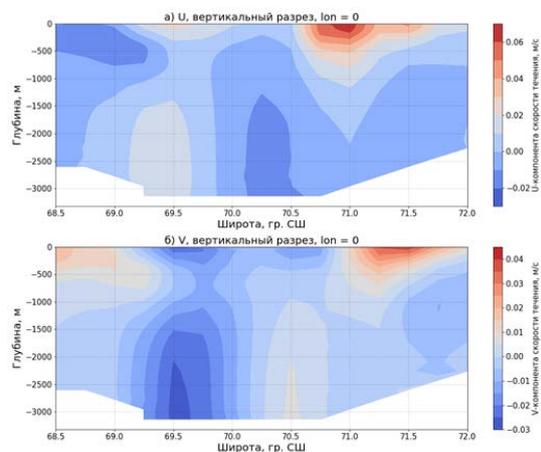


Рисунок 1. Вертикальный разрез ортогональных компонент течений на границе исследуемой акватории по данным ORAS5.

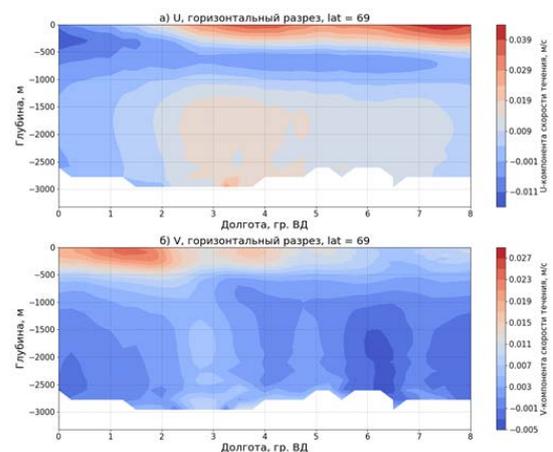


Рисунок 2. Горизонтальный разрез ортогональных компонент течений на границе исследуемой акватории по данным ORAS5.

На рисунках 1-2 заметно, что климатические течения направлены в разные стороны и имеют форму струй. Наиболее высокие положительные значения скоростей течений наблюдаются в поверхностном и подповерхностном слоях (в среднем до глубин 500 м). Далее на более высоких глубинах наблюдаются противотечения. В целом, можно сказать, что в Лофотенской котловине наблюдается интересная динамическая картина, связанная с влиянием Норвежского течения и региональной топографии дна.

Далее, на рисунках 3-4 представлено распределение интегральных потоков массы через границы исследуемой акватории по данным ORAS5 (рисунок 3) и ORAS4 (рисунок 4).

На рисунках 3 и 4 видно, что потоки, рассчитанные по различными реанализам отличаются друг от друга. Так, видно, что при расчете потоков массы по реанализу ORAS4 меридиональный поток на нижней границе играет доминирующую роль, и в бассейне входящие потоки преобладают над выходящими. В это время по реанализу ORAS5 в регионе наблюдается недостаток воды, тк выходящие потоки преобладают над входящими, что согласуется с климатическим значением уровня моря в зоне ЛК (-0.8

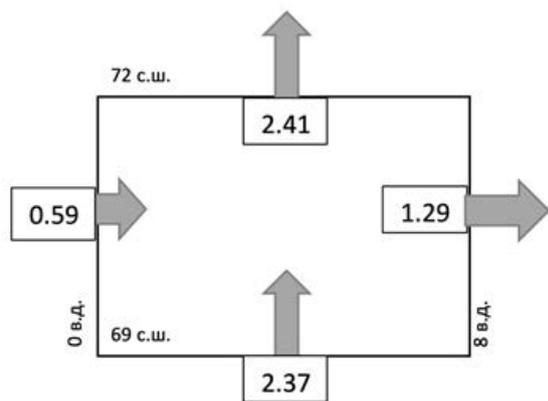


Рисунок 3. Распределение потоков воды (Св) на границах исследуемого района (ORAS5).

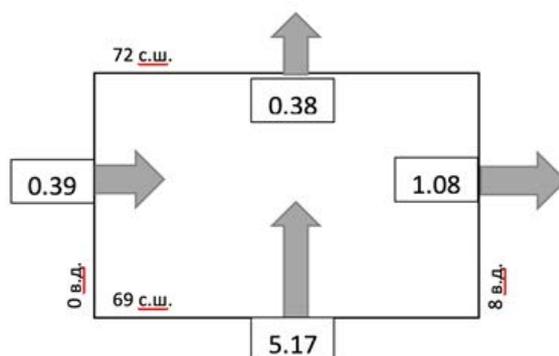


Рисунок 4. Распределение потоков воды (Св) на границах исследуемого района (ORAS4).

м). Таким образом, можно сказать, что новый реанализ ECMWF более качественно воспроизводит региональную изменчивость гм характеристик по сравнению с реанализом ORAS4. Так как невязка массы в реанализе ORAS4 велика (порядка 4 Св) далее будет рассматриваться только реанализ ORAS5.

В таблице 1 все компоненты водного баланса пересчитаны на величину слоя поверхности бассейна в соответствии с формулой (1.2). То есть, если за секунду в бассейн приносится несколько кубометров воды, то она может сформировать на поверхности слой конкретной толщины.

Таблица 1. Составляющие водного баланса в бассейне ЛК за многолетний период.

Характеристика	Величина слоя воды поверхности бассейна	
	м/с 10 ⁶	%
Входящий поток		
Через западную границу	5.08	20.03
Через южную границу	20.28	79.96
Эффективное испарение	0.0017	0.01
Сумма	25.36	100
Выходящий поток		
Через восточную границу	11.05	43.57
Через северную границу	20.62	81.28
Сумма	31.67	124.85
Водный баланс		
Разность входящих и выходящих потоков	-6.32	24.9
Уровень относительно окружающих вод	-0.8	3.15
Невязка	5.52	21.76

Из таблицы 1 следует, что несмотря на лучшее по сравнению с реанализом ORAS4 качество реанализа ORAS5 данный продукт не точно воспроизводит климатический баланс массы на региональном масштабе. Видно, что исходя из данных реанализа ORAS5 в бассейне ЛК наблюдается недостаток массы, который не полностью компенсируется понижением уровня в исследуемом регионе, невязка составила 22% от всей вошедшей в исследуемый регион воды. Также можно сделать вывод об абсолютной незначительности потока массы из атмосферы в виде осадков на фоне адвективного переноса. Следует отметить, что реанализ Eta-Interim хорошо воспроизвел эффективное испарение в регионе, тк известно, что для данных широт характерно преобладание осадков над испарением [8]. Также на рисунке 3 и в таблице 1 заметно доминирование меридиональных потоков над зональными, что может быть объяснено влиянием Норвежского течения.

После оценки климатического потока массы в исследуемом регионе целесообразно провести оценку климатических значений потоков тепла и соли через границу исследуемого региона. Полученные оценки приведены в таблицах 2 и 3 (оценки производились только по данным ORAS5).

Таблица 2. Составляющие потоков тепла в бассейне ЛК за многолетний период.

Характеристика	Величина слоя воды поверхности бассейна	
	ТВт (=10 ¹² Вт)	%
Входящий поток		
Через западную границу	12.91	13.97
Через южную границу	79.5	86.03
Сумма	92.41	100
Выходящий поток		
Через восточную границу	32.16	34.8
Через северную границу	52.58	56.9
Теплообмен с атмосферой	21.49	23.26
Сумма	106.23	115.06
Баланс		
Разность входящих и выходящих потоков	-13.92	15.06

Таблица 3. Составляющие потоков соли в бассейне ЛК за многолетний период.

Характеристика	Величина слоя воды поверхности бассейна	
	т/с	%
Входящий поток		
Через западную границу	21.38	20.02
Через южную границу	85.44	79.98
Сумма	106.83	100
Выходящий поток		
Через восточную границу	46.68	43.7
Через северную границу	86.69	81.15
Сумма	133.37	124.8
Баланс		
Разность входящих и выходящих потоков	-26.54	24.8

В целом оборот тепла в секунду в регионе ЛК составляет 106–133 ТДж. В потоках тепла также наблюдается доминирование меридиональной компоненты над зональной. Больше всего тепла приходит в акваторию ЛК через южную границу, а уходит - через северную. Это также говорит о сильном влиянии Норвежского течения на теплообмен в регионе. Также следует отметить, что обменом теплом между океаном и атмосферой, в отличие от обмена массой, нельзя пренебречь, он составляет 23% от общего входящего в регион тепла и играет большую роль в балансе тепла. Основываясь на полученных данных, можно сказать, что в акватории ЛК наблюдается преобладание выходящего тепла над входящим, т.е. регион должен терять свои запасы тепла. Невязка баланса тепла может быть объяснена как невязкой баланса массы, так и достаточно грубым разрешением в ORAS5, поэтому перенос тепла мезомасштабными вихревыми структурами (которым, очевидно, нельзя пренебречь в данном регионе из-за его активной динамической картины) не учитывается, так как “проваливается под сетку”. Климатическое значение потока соли в исследуемом регионе составляет 106 – 133 т/с. В целом, распределение потока соли в акваторию ЛК соответствует распределению потока температуры, также отмечается доминирование меридионального переноса соли, связанного с влиянием Норвежского течения на исследуемый регион. В потоке соли также присутствует значимая невязка, которая также может быть связана как с невязкой баланса массы, так и с достаточно грубым разрешением модели, на которой основан ORAS5.

Проект выполнен при финансовой поддержке гранта РНФ №18-17-00027 “Вихревая динамика Лофотенской котловины и ее роль в переносе термохалинных свойств вод в Норвежском море”.

Литература:

1. Алексеев В.А., Иванов В.В., Репина И.А., Лаврова О.Ю., Станичный С.С. Конвективные структуры в Лофотенской котловине по данным спутников и буев Арго // Исследование Земли из космоса. 2016. № 1–2. С. 90–104.
2. Малинин В.Н., Догановский А.М. Гидросфера Земли. – СПб.: Гидрометеиздат, 2004. – 625 с.

3. Доронин Ю.П. Физика океана. – СПб.: Изд.ПГГМУ, 2000. – 340 с.
4. Frank J. Millero. 2015. *History of the Equation of State of Seawater. Oceanography. Vol.23, №3.*
5. McDougall T.J. and P.M. Barker, 2011: *Getting started with TEOS-10 and the Gibbs Seawater (GSW) Oceanographic Toolbox, 28pp., SCOR/IAPSO WG127, ISBN 978-0-646-55621-5.*
6. Zuo, H., Balmaseda, M. A., Tietsche, S., Mogensen, K., and Mayer, M.: *The ECMWF operational ensemble reanalysis-analysis system for ocean and sea-ice: a description of the system and assessment, Ocean Sci. Discuss., <https://doi.org/10.5194/os-2018-154>, in review, 2019.*
7. Balmaseda MA, Mogensen K, Weaver AT. 2013. *Evaluation of the ECMWF ocean reanalysis system-ORAS4. Q.J.R. Meteorol. Soc.139: 1132–1161. DOI:10.1002/qj.2063.*
8. Dee DP et al. 2011. *The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. Q.J.R. Meteorol.Soc.137: 553 – 597. DOI:10.1002/qj.828.*
9. Малинин В.Н. *Влагообмен в системе океан-атмосфера. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1994. – 194 с.*

Modelling of the Eastern Pacific tropical water dynamics in a global eddy-resolving numerical experiment

^{1,2,3}Ушаков К.В., ^{2,1,3,4}Ибраев Р.А.

¹ Shirshov Institute of Oceanology RAS, Moscow, Russia

² Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

³ Marine Hydrophysical Institute of RAS, Sevastopol, Russia

⁴ Moscow Institute of Physics and Technology, Dolgoprudny, Russia

E-mail: ushakovkv@mail.ru

Ocean circulation of Equatorial Pacific is characterized by a high level of variability, from interannual to the intraseasonal scales. In the latter case, the convergence of eddy heat fluxes associated with tropical instability waves (TIWs) makes a significant contribution to the ocean heat balance. TIWs are strongest during the boreal autumn, weakening in spring and during El Niño [1]. Due to their rather large sizes, TIWs can be explicitly reproduced even by medium-resolution models. However, the complexity of describing their thin cusps, as well as model errors, can lead to significant biases in the solution. Therefore, to successfully reproduce the dynamics of Equatorial Pacific waters, it seems reasonable to use high-resolution models that explicitly resolve the basic elements of circulation and are minimally burdened by parameterization ambiguities.

The INMIO model of 3DPEM type approximates the ocean dynamics equations in the Boussinesq and hydrostatic approximations by the finite volume (box) method on a B-type grid in vertical z-coordinates with the non-linear kinematic free surface condition and the horizontal resolution of 0.1°. We conducted a numerical experiment for 5 model years (1978 – 1982) with atmosphere-ocean fluxes calculated using the data and bulk formulae of the CORE-II protocol [4].

In order to focus on the characteristic periods of TIWs, we process the detrended model SST field with a temporal band-pass filter centred on the window 10 to 60 days. Fig. 1(a) shows the result in the form of a Hovmöller diagram at the latitude of 1°N. As might be expected, during the period of weak El Niño (autumn 1979 – spring 1980), the TIW signal is weakly expressed, while with a strong El Niño of 1982-1983 it is almost absent. The autumn of 1980 was characterized by approximately neutral conditions, and the autumn of 1981 by weak La Niña. During these years, the model shows a strong TIW signal. The TIWs propagation velocity can be approximately estimated from the slope of the isolines shown here with green segments. During 1980-1982 in the fall it is 0.44–0.53 m/s (segments 1 and 2) and in the spring it is 0.34–0.41 m/s (segments 4 and 3, respectively). These values are qualitatively consistent with the microwave-based estimates [6] (0.48 m/s in spring and 0.62 m/s in autumn of 2010). Also in [6], for a coupled model with a weak SST relaxation to observations, a 0.55 m/s speed for the fall was obtained, which suggests that some underestimation of the TIWs velocity is a common bias of the internal dynamics of at least some up-to-date ocean models.

The graph also shows that model TIWs are generated mainly to the west of 120°W (not of 90-110°W, as in nature). An analysis of the solutions of the INMIO and POCM models in [5] showed that in both models near 110°W there are significantly underestimated values the eddy meridional heat transport convergence compared with the estimates from observational data. Fig. 1(b,c) shows the model SST and wind stress, averaged over 1979-1982 and in the 2°S – 2°N band, compared with the HadISST1 and ERA-Interim data. The principal bias of the model is the westward shift of the temperature minimum. Thus, the model TIW activity zone approximately coincides with the zone of underestimated SSTs and enhanced wind stress. The reason for this bias may be in the distortion of the equatorial thermocline by excessively viscous model schemes or in the inaccuracy of atmospheric data or bulk formulae.

As can be seen in the vertical cross-section of WOA09 temperatures (Fig. 2, also with averaging over 2°S-2°N), from 90°W (near the Galapagos Islands) when moving to the west, a gradual sinking of the thermocline begins. On the contrary, in the model data, the thermocline turns out to be noticeably diffused and rapidly sinks starting from 110-120°W.

Fig. 2(c) shows that the cold model bias extends eastward to about 105°W. It is known, that in the Tropics, the heat content of the upper ocean is balanced mainly by internal ocean heat fluxes [4]. Therefore, it can be assumed that the cold upper ocean bias is caused by the lack of TIWs' heat transport at 105-170°W. Fig. 3, as an example for 110°W and 140°W, shows that isotherms of the model solution bend steeper upwards near the equator as compared to isotherms of the WOA09 climatology, also showing the diffused model thermocline. One of the manifestations of the eddy heat transport convergence by TIWs is the heating of the Pacific "cold tongue" in the 100-200 m upper ocean layer and the corresponding flattening of isotherms through baroclinic instability mechanism. In nature, this makes it possible to reach the equator for waters that are warmer than in model results that underestimate the TIWs intensity.

Особенности численного моделирования динамики тропических восточно-тихоокеанских вод в глобальном вихреразрешающем эксперименте

^{1,2,3}Ушаков К.В., ^{2,1,3,4}Ибраев Р.А.

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

² Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, Москва, Россия

³ Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия

⁴ Московский физико-технический институт (государственный университет), Долгопрудный, Россия

E-mail: ushakovkv@mail.ru

1. ВВЕДЕНИЕ

Циркуляция экваториальных районов Тихого океана характеризуется высоким уровнем изменчивости в большом диапазоне масштабов, от межгодовых до внутрисезонных. В последнем случае в тепловой баланс океана значимый вклад вносит конвергенция вихревых потоков тепла, связанных с волнами тропической неустойчивости (ВТН). Отчасти они компенсируют расходящийся от экватора экмановский перенос тепла. ВТН представляют собой возмущения фронта приповерхностной температуры по обе стороны от "холодного языка" восточно-тихоокеанских вод. Считается, что они образуются как следствие сдвиговой неустойчивости на границах Южного Пассатного течения, демонстрируя выраженные скачки температуры в 1-2°C и период 20-40 дней с длиной волны 1000-2000 км.

Обычно ВТН формируются около 90-110°W и распространяются на запад, расширяясь в случае ослабления градиентов фонового поля температуры. Они наиболее сильны во время осени северного полушария, а ослабевают весной и во время Эль-Ниньо [1]. В силу достаточно больших размеров, ВТН могут явно воспроизводиться даже моделями среднего разрешения. Однако сложность описания их тонких "гребней", а также неточность моделей могут приводить к существенным отклонениям решения от данных наблюдений. Так, согласно [2], для современных моделей тепловой баланс экваториального термоклина определяется преимущественно явно разрешаемыми (надсеточными) процессами переноса и поэтому может заметно искажаться даже небольшими ошибками параметризации турбулентного перемешивания или численной диффузией схемы переноса. Поэтому для успешного воспроизведения динамики вод в тропиках Тихого океана представляется целесообразным использование моделей высокого разрешения, явно описывающих основные элементы циркуляции и минимально отягощённых неопределённостью параметризаций.

2. МОДЕЛЬ МИРОВОГО ОКЕАНА ИВМИО И ПОСТАНОВКА ЧИСЛЕННОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

Модель ИВМИО, разрабатываемая в ИВМ РАН и ИО РАН, аппроксимирует систему уравнений трёхмерной динамики океана в приближениях Буссинеска и гидростатики методом конечных объёмов на сетке типа В в вертикальных z-координатах с нелинейным кинематическим условием на свободной поверхности. Используемая в данной работе глобальная вихреразрешающая 0.1-градусная версия модели (World Ocean model 0.1°, WOM-0.1) построена на трёхполярной горизонтальной сетке. Вертикальная дискретизация включает 49 неравномерно отстоящих горизонтов. За исключением параметризации вертикального перемешивания, для всех нестационарных уравнений применены явные схемы по времени, что позволило эффективно распараллелить модель [3].

Коэффициент диффузии трасеров взят равным $100 \text{ м}^2/\text{с}$ на экваторе и масштабируемым к полюсам пропорционально корню из площади ячейки. В уравнениях для скорости использован бигармонический фильтр с коэффициентом $-18 \cdot 10^9 \text{ м}^4/\text{с}$ на экваторе, масштабируемым пропорционально площади ячейки в степени $3/2$, без лапласовской вязкости. Фоновые значения коэффициентов вертикальных вязкости и диффузии составляют 10^{-4} и $10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$, сдвиговое вертикальное перемешивание параметризуется по схеме Манка-Андерсона с максимальными значениями этих коэффициентов 10^{-2} и $10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$ соответственно. Шаг по времени равен 4 минутам, баротропные скорости рассчитываются во вложенном цикле с шагом 5 секунд. Для переноса импульса применена схема центральных разностей, для переноса трасеров – схема Залесака с коррекцией потоков.

Расчёты проведены на 5 лет – с 1978 по 1982 годы. Потоки на границе атмосфера-океан вычислялись по массиву свойств атмосферы и балк-формулам протокола CORE-II [4]. Модель стартует из состояния покоя со среднегодовых полей температуры и солёности WOA09. Первый год расчётов используется для разгона модели и взаимной адаптации полей скорости и плотности [5]. Результаты сохраняются в виде 5-суточных средних, анализируются средние характеристики за 1979 – 1982 годы.

3. МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТПО И ВТН

Волны тропической неустойчивости характеризуются тесной связью между атмосферой и океаном, поэтому могут успешно изучаться по данным о температуре поверхности океана (ТПО) [6]. Чтобы сфокусировать внимание на характерных периодах ВТН, обрабатываем модельное поле ТПО фильтром с окном пропускания от 10 до 60 суток. Для уменьшения краевых эффектов Гиббса к входному массиву добавим данные решения по 45 суток перед и после рассматриваемого 4-летнего интервала и вычтем тренд. Рис. 1(а) показывает результат фильтрации в виде диаграммы Хофмёллера на широте 1°N .

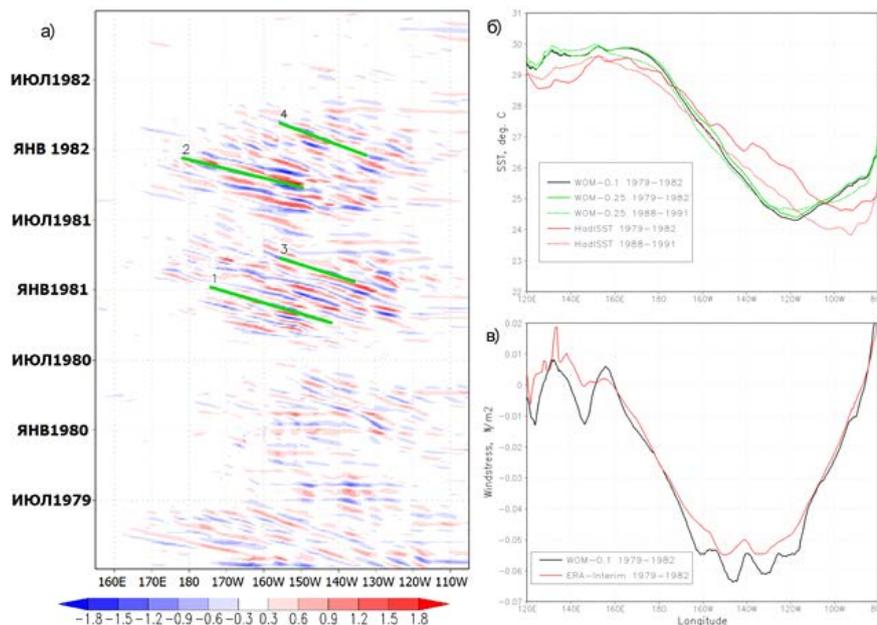


Рис. 1. (а) ТПО по данным модели ИВМИО ($^\circ\text{C}$) на широте 1°N , обработанная фильтром с окном пропускания 10–60 дней. Отрезками показан приблизительный наклон изолиний. (б,в) ТПО и напряжение трения ветра, осреднённые за 1979–1982 гг. и в полосе $2^\circ\text{S} - 2^\circ\text{N}$.

Как можно было ожидать, в период незначительного Эль-Ниньо (осень 1979 – весна 1980 гг.) сигнал ВТН выражен слабо, а при сильном Эль-Ниньо 1982–1983 гг. он практически отсутствует. Осень 1980 г. характеризовалась приблизительно нейтральными условиями, а осень 1981 г. – слабым Ла-Нинья. В эти годы модель показывает сильный сигнал ВТН.

График показывает величину аномалий температуры около $\pm 2^\circ\text{C}$. Скорость распространения ВТН можно приблизительно оценить по наклону изолиний, показанному на рисунке зелёными отрезками. В 1980–1982 гг. она составляет осенью $0.44\text{--}0.53 \text{ м/с}$ (отрезки 1 и 2) и весной $0.34\text{--}0.41 \text{ м/с}$ (отрезки 4 и 3 соответственно). Эти величины на качественном уровне согласуются с результатами оценки [6] (0.48 м/с весной и 0.62 м/с осенью 2010 г.), полученной по данным микроволновых измерений. В этой же работе для совместной модели со слабой релаксацией ТПО к наблюдениям получена также несколько заниженная скорость (0.55 м/с для осени 2010 г.), что позволяет предположить, что занижение скорости ВТН является характерной ошибкой собственной океанской динамики современных моделей.

График также показывает, что ВТН генерируются моделью в основном в интервале от 120°W (а не от $90\text{--}110^\circ\text{W}$) до 170°E , причём восточного края они достигают только к середине сезона 1981–1982 гг.

Анализ решения моделей ИВМИО и РОСМ в [5] показал у обеих моделей в районе 110°W заметно заниженные значения конвергенции вихревого меридионального переноса тепла по сравнению с оценками по данным наблюдений. Причиной этого может являться искажение экваториального термоклина излишне вязкими модельными схемами. Рассмотрим температурные характеристики решения в этой области.

4. ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ РЕШЕНИЯ

На рис. 1(б,в) приведены модельные ТПО и напряжение трения ветра, осреднённые за 1979 – 1982 гг. и в полосе $2^{\circ}\text{S} - 2^{\circ}\text{N}$. Для верификации используем за те же годы данные по температуре HadISST1. Напряжение трения ветра, усваиваемое непосредственно динамическим ядром модели, рассчитывается по балк-формулам и атмосферным данным CORE-II. Для сравнения по этому параметру используем данные реанализа ERA-Interim.

Принципиальным расхождением модели с данными наблюдений является смещение минимума экваториальных температур на запад. Это устойчивый эффект, сохраняющийся при выполнении расчёта с более низким разрешением (0.25°) в аналогичных условиях, в том числе и при продолжении на следующие 9 лет (зелёные кривые). Сравнение с рис. 1(а) показывает, что зона активности ВТН в модели примерно совпадает с зоной пониженных ТПО и усиленного напряжения трения ветра.

Для более детального анализа ошибок модельной температуры рассмотрим на рис. 2 её вертикальное экваториальное сечение в сравнении со среднегодовыми данными климатологии WOA09, в обоих случаях также с осреднением в полосе $2^{\circ}\text{S} - 2^{\circ}\text{N}$. От меридиана 90°W (примерная долгота Галапагосских островов) в данных климатологии при движении на запад начинается постепенное погружение термоклина. Напротив, в данных модели термоклин оказывается заметно размытым и резко погружается, начиная от $110-120^{\circ}\text{W}$. Также вклад в подъём холодных вод на $120-160^{\circ}\text{W}$ может вносить повышенная величина напряжения трения восточного ветра, приводящая к усилению экмановского апвеллинга. Поэтому помимо уточнения модельных схем заслуживает рассмотрения вопрос точности задания в этом районе атмосферных условий и корректности балк-формул для пересчёта параметров воды и воздуха в потоки тепла, массы и импульса.

Рис. 2(в) показывает, что зона холодной аномалии модельного решения простирается на восток примерно до 105°W . При этом в тропиках баланс теплосодержания верхнего слоя океана определяется преимущественно дивергенцией внутренних океанских потоков тепла, в отличие от средних широт, где преобладает влияние сезонного цикла поверхностных потоков [4]. Поэтому можно предположить, что холодная аномалия в верхнем слое модельного океана вызвана недостатком переноса тепла ВТН на $105-170^{\circ}\text{W}$.

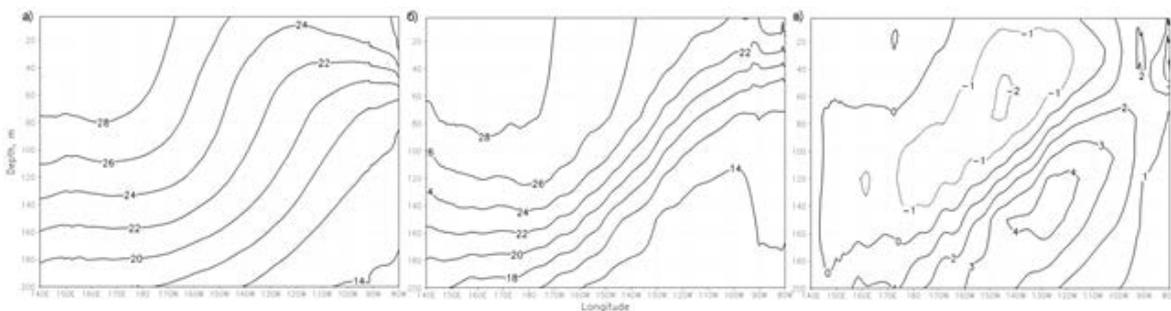


Рис. 2. Поле температуры ($^{\circ}\text{C}$), осреднённое в полосе $2^{\circ}\text{S} - 2^{\circ}\text{N}$. (а) Модель ИВМИО, среднее за 1979-1982 гг.; (б) среднегодовая климатология WOA09; (в) их разность.

Рис. 3 для примеров 110°W и 140°W показывает, что изотермы модельного решения круче выгибаются вверх вблизи экватора по сравнению с изотермами климатологии WOA09, также демонстрируя размытие термоклина. При этом известно, что одним из проявлений конвергенции вихревого переноса тепла ВТН является нагрев восточно-тихоокеанского «холодного языка» в $100 - 200$ -метровом верхнем слое и соответствующее уплощение изотерм через механизм бароклинной неустойчивости. В природе это позволяет достигать экватора более тёплым водам, чем в модельных результатах. Поэтому данный пример также свидетельствует о том, что интенсивность ВТН в модельном решении занижена в данном районе по сравнению с присутствующей в природе.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИО РАН (тема № 0149-2018-0001) при частичной поддержке РФФИ (проект № 16-05-01101). Расчеты проводились на высокопроизводительной вычислительной системе МВС-10П в Межведомственном суперкомпьютерном центре Российской академии наук (МСЦ РАН).

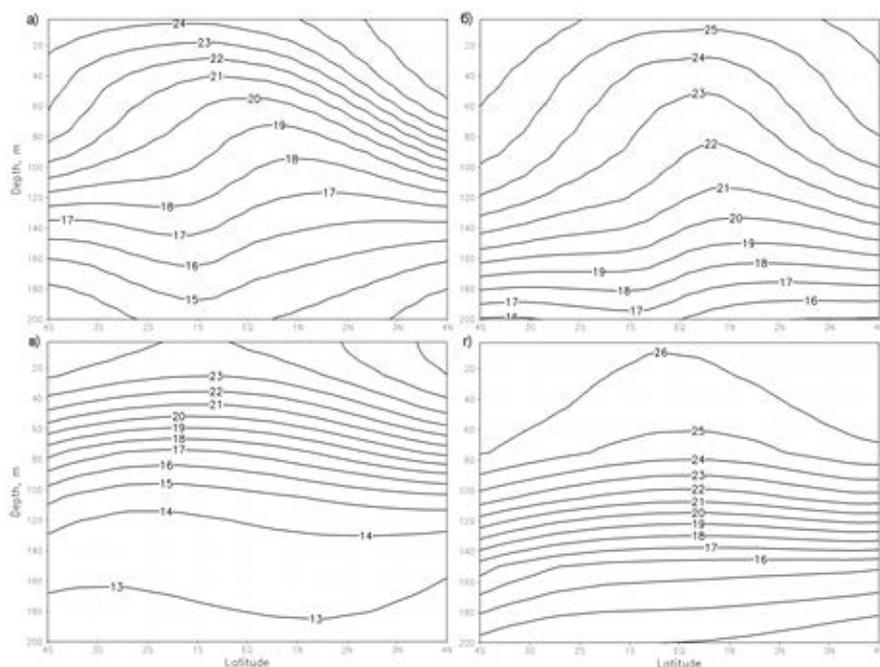


Рис. 3. Вертикальное сечение поля температуры (°C). (а,б) Модель ИВМИО, среднее за 1979-1982 гг.; (в,г) среднегодовая климатология WOA09; (а,в) на меридиане 110°W; (б,г) на меридиане 140°W.

Литература:

1. Willett C. S., Leben R. R., Lavín M. F. Eddies and Tropical Instability Waves in the eastern tropical Pacific: A review. *Progress in Oceanography*, 2006, 69(2-4), 218-238.
2. Tatebe H., Hasumi H. Formation mechanism of the Pacific equatorial thermocline revealed by a general circulation model with a high accuracy tracer advection scheme. *Ocean Modelling*, 2010, 35(3), 245-252.
3. Kalmykov V.V., Ibrayev R.A., Kaurkin M.N., Ushakov K.V. Compact Modeling Framework v3.0 for high-resolution global ocean-ice-atmosphere models. *Geosci. Model Dev.*, 2018, 11, 3983-3997.
4. Griffies S.M., Biastoch A., Böning C. et al. Coordinated ocean-ice reference experiments (COREs). *Ocean modelling*, 2009, 26(1-2), 1-46.
5. Ushakov K.V., Ibrayev R.A. Assessment of mean world ocean meridional heat transport characteristics by a high-resolution model. *Russian Journal of Earth Sciences*, 18, ES1004
6. De Boissésou E., Laloyaux P., Balmaseda M. Capturing Tropical Instability Waves in the ECMWF Coupled Reanalysis System. *Series: ERA Report Series*, 2015, 25 pp.



SESSION IV

LAND SURFACE PROCESSES: OBSERVATIONS, MODELS, DATA ASSIMILATION

СЕКЦИЯ IV

ПРОЦЕССЫ НА ПОВЕРХНОСТИ СУШИ: НАБЛЮДЕНИЯ, МОДЕЛИ И УСВОЕНИЕ ДАННЫХ

Assessment of treed bogs carbon balance disturbances under climate change from observation and modelling data

¹Martynova Yu.V., ^{1,2}Dyukarev E.A., ¹Golovatskaya E.A.

¹ Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

² Yugra State University, Khanty-Mansiysk, Russia

E-mail: dekot@mail.ru

Peatland ecosystems play a significant role in the global carbon cycle, being sources and sinks of greenhouse gases (GHG) (Ciais et al., 2013; Rydin and Jeglum, 2015). In West Siberia peatlands occupy over 30% of the area (Sheng et al., 2004). The same, peatland ecosystems in different years can serve as both a source and a sink of carbon (Panzaoo et al., 2017). The estimation of the rate of carbon exchange between peatlands and the atmosphere, as well as the climatic factors affecting carbon exchange, is an important scientific task.

The model of net ecosystem exchange was used to study the influence of different environmental factors and to calculate growing season carbon budget for three oligotrophic treed bogs with different water table regime at South Taiga Zone of West Siberia, Russia. The model uses air and soil temperature, incoming photosynthetically active radiation, as the explanatory factors for gross primary production and ecosystem respiration. The model coefficients were calibrated using data collected in field experiments in 1999-2011. Net primary production (NPP) was obtained from manual clipping of wetland plants and CO₂ emission efflux was calculated from manual chamber experiments (Golovatskaya, Dyukarev, 2012).

The net ecosystem exchange has the lowest values for the drained treed bog (134 g/m²). The NEE values for undisturbed high and low treed bogs ecosystems are close (197 and 223 g/m²). The net primary production, the observations of which were used to calibrate the model, decreases from 323 g/m² for high treed bog to 306 g/m² for low treed bog and then to 214 g/m² for drained treed bog.

Draining of native bog in the long term leads to a decrease in both input and expenditure components of the carbon balance, however, the total annual carbon uptake in drained ecosystems decreases by 20–200 g/m² depending on the weather conditions. However, the decline of water level does not yet change the ecosystem from an absorber of atmospheric carbon into its source.

Forecast of changes in the carbon balance components are made using a suggested model (Dyukarev, 2015) calibrated against observation data (Golovatskaya, Dyukarev, 2012). Air temperature and incoming photosynthetically active radiation were obtained from the results of calculations using the PLASIM model (Fraedrich K. et al., 2005) for the period 1901-2100, with an increase in carbon dioxide concentration according the RCP 8.5 scenario (Moss et al. 2010). The PASIM model consists of a series of modules of varying complexity: atmospheric, oceanic, soil, modules for modeling sea ice and land surface. Being a model of intermediate complexity, the PASIM model allows modeling for a sufficiently long period in a reasonable estimated time, and, at the same time, makes it possible to estimate the magnitude and overall dynamics of the studied processes.

The net primary production of the studied treed bogs increases over two centuries during climatic changes. However, NPP growth in the drained treed bog is projected at approximately two times slower (NPP growth by 25% over the study period) than in native high and low treed bogs (NPP rises by 54 and 58%). Despite the fact that for a given scenario of warming and an increase in carbon dioxide concentration, both the expenditure (ecosystem respiration) and input (gross primary production) part of the carbon balance is predicted to grow, the net ecosystem exchange (carbon accumulation in the ecosystem) also increases in native treed bogs. The increase in NEE for high treed bog is 73%, and for low treed bog is 70%. However, in the drained treed bog with warming the value of ecosystem respiration increases faster than gross primary production, which results in a certain (by 8%) decrease in NEE. Nevertheless, even with a significant warming scenario, it is predicted that even drained treed bog will continue to act as an absorber of atmospheric carbon. Additional forecast estimates showed that a drained treed bog will transit to a net carbon source for the atmosphere with another two degrees warming relative to the RCP 8.5 scenario.

Оценка нарушений углеродного баланса облесенных болот при изменении климата по данным наблюдений и моделирования

¹Мартынова Ю.В., ^{1,2}Дюкарев Е.А., ¹Головацкая Е.А.

¹ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

² Югорский государственный университет, Ханты-Мансийск, Россия

E-mail: dekot@mail.ru

Торфяные болота играют важную роль в глобальном углеродном цикле, являясь источниками и поглотителями парниковых газов (Rydin and Jeglum, 2015; Ciais et al., 2013). В Западной Сибири торфяники занимают более 30% площади (Sheng et al., 2004). Интенсивность потоков парниковых газов контролируется гидрологическим и термическим режимом торфяной залежи. Повышение температуры приземного воздуха и понижение уровня воды вызывают высыхание торфа, повышение температуры и аэрации, что способствует росту выбросов парниковых газов (Vaird et al., 2012). Одни и те же экосистемы торфяников в разные годы могут служить как источником, так и поглотителем углерода (Panza et al., 2017). Определение скорости обмена углерода между болотами и атмосферой, а также климатических факторов, влияющих на обмен углерода, является важной научной задачей.

Натурные наблюдения за потоками CO₂ и определение чистой первичной продукции (NPP) укосным методом проводили на территории Бакчарского болотного массива в 2008-2011 гг (Головацкая, Дюкарев, 2012). Господствующее положение на территории исследования занимают олиготрофные фитоценозы с узким набором образующих видов. Пункты наблюдения были организованы в высоком рьяме (ВР), низком рьяме (НР) в бассейне р. Ключ и в низком рьяме на территории осушенного участка №5 т.м. Васюганское (ОНР).

Для распространения полученных данных наблюдений на другие периоды исследований и корректного расчета годового бюджета углерода экосистемы была предложена модель суммарного экосистемного обмена (Дюкарев, 2017). Измеряемый суммарный экосистемный обмен (NEE) был разбит на приходную (GPP) и расходную (ER) составляющие. Общее дыхание экосистемы (ER) было разделено на гетеротрофное (HR) и автотрофное дыхание (AR).

$$NEE = ER - GPP. ER = HR + AR;$$

Каждый компонент дыхания моделировали с помощью экспоненциального уравнения широко используемого для объяснения вариаций дыхания (Laine et al., 2009; Kandel et al., 2013).

$$HR = E_0 \times \exp(k_T \times T_a); AR = LAI \times k_A \times HR, (1)$$

где T_a температура воздуха (°C), E₀ уровень базового дыхания почвы при 0° C, k_T - коэффициент температурной чувствительности, k_A - коэффициент определяющий долю темнового дыхания растений в общем экосистемном дыхании.

Для моделирования светового отклика скорости фотосинтеза использовалось следующее выражение (Makela et al., 2004; Laine et al., 2009; Kandel et al., 2013; Campbell et al., 2015):

$$GPP = LAI \times \alpha \times PAR \times G_m / (\alpha \times PAR + G_m), (2)$$

где PAR - фотосинтетически активная радиация, α - начальный наклон кривой отклика при низкой освещенности (эффективность фотосинтеза), G_m - теоретическая максимальная скорость фотосинтеза при бесконечном PAR (фотосинтетическая мощность).

Для величины LAI предложена простая модель, описывающая сезонные изменения зеленой фитомассы вслед за вариациями средней декадной температуры воздуха (T_m). В начале вегетационного сезона (при переходе T_m через 5°C) индекс LAI = 0.5. Такая же величина LAI принудительно устанавливается и в конце вегетационного сезона. В первую половину вегетационного сезона (до достижения максимума T_m) LAI увеличивается пропорционально величине T_m :

$$dLAI/dt = L_1 \cdot (T_m - 5), \text{ если } T_m > 5, (3)$$

После достижения сезонного максимума температуры T_m начинается отмирание зеленой растительности и уменьшение LAI по экспоненциальному закону:

$$dLAI/dt = -L_2 \cdot \exp(1 - T_m), \text{ если } T_m > 5, (4)$$

где L_1 и L_2 – параметры роста и отмирания растительности, k – номер шага по времени.

Калибровка модели проведена по данным натурных наблюдений за NPP в 1999-2011 гг.

Результаты расчетов потоков углерода для каждой исследуемой экосистемы суммировались ежегодно для периода с 1 мая по 30 сентября. В среднем за исследуемый период экосистемное дыхание уменьшается в ряду высокий-низкий-осушенный ряб. Ожидаемое увеличение эмиссионных потоков при осушении торфяной залежи в модельных оценках не наблюдается. Некоторое увеличение гетеротрофного дыхания вследствие роста мощности аэрируемого слоя полностью компенсируется снижением темнового дыхания растений.

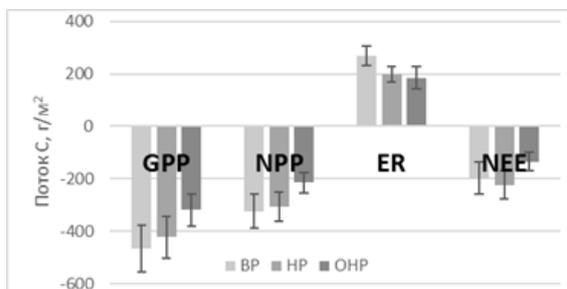


Рис. 1. Углеродный баланс рябовых комплексов Бакчарского болотного массива и его составляющие (среднее \pm СК0) за 1999-2017 гг.

Суммарный экосистемный обмен (Рис.2.), имеет наименьшие значения для осушенного ряба (134 г/м^2), а для ненарушенных экосистем высокого и низкого рябов величины получились близкие (197 и 223 г/м^2). Чистая первичная продукция, наблюдения которой использовались для калибровки модели, уменьшается от величин 323 г/м^2 для высокого ряба до 306 г/м^2 для низкого ряба и далее до 214 г/м^2 для осушенного ряба.

Таким образом, лесомелиоративные мероприятия в долговременной перспективе приводят к снижению как приходной, так и расходной составляющих углеродного баланса, однако суммарное годовое поглощение углерода в осушенных экосистемах снижается на $20\text{-}200 \text{ г/м}^2$ (или $16\text{-}70\%$) в зависимости от погодных условий года исследований. Тем не менее, это снижение пока не переводит экосистему из поглотителя атмосферного углерода в его источник.

Прогнозные оценки изменений составляющих углеродного баланса выполнены по вышеописанной модели. В качестве управляющих параметров модели (температуры воздуха и приходящей фотосинтетически активной радиации) использованы результаты расчетов по модели PLASIM (Fraedrich K. et al., 2005) за период 1901-2100 гг., при росте концентрации углекислого газа по сценарию RCP 8.5 (<http://climate.uvic.ca/EMICARS>; Moss et al. 2010). Согласно сценарию RCP 8.5, средняя глобальная концентрация CO_2 возрастает от 296 до 936 ppm, в результате чего, согласно модельным оценкам увеличивается и приземная температура воздуха. Так, средняя годовая температура осредненная за первое и последнее 20-летие исследуемого периода увеличивается с $-0,4$ до $5,0^\circ\text{C}$, а средняя температура вегетационного периода (май-сентябрь) – с $9,7$ до $15,8^\circ\text{C}$. Средняя за вегетационный период величина ФАР в течение двух веков не претерпевает значительных направленных изменений.

Поскольку в модели заложена экспоненциальная чувствительность экосистемного дыхания к температуре, то величина ER увеличивается в соответствии с ростом температуры воздуха в течении двух столетий. В низком и высоком рябах годовая величина ER возрастает на 75 и 71% (Табл.1). В осушенном низком рябе коэффициент чувствительности дыхания к температуре приблизительно в 2 раза больше, что приводит к тому, что ER возрастает на 182%.

Валовое накопление углерода растительностью (GPP) так же увеличивается во всех экосистемах. Рост GPP частично обусловлен незначительными увеличениями ФАР, и в большей степени – увеличением максимальных значений запасов биомассы, накапливаемых в течение вегетационного сезона, или индекса LAI. Рост LAI обусловлен увеличением продолжительности вегетационного сезона, однако в действительности может не произойти, поскольку существует (не учитываемое в модели) ограничение максимальных запасов биомассы растительности вследствие сохранения структуры растительного покрова. Однако, наиболее вероятно, что при столь значительном потеплении произойдет нарушение гидрологического режима болот и смена типа растительности. Таким образом, по настоящим модельным

оценкам, во всех исследуемых рямах прогнозируется рост GPP на 71 – 76%.

Таблица 1. Прогнозные оценки потоков углерода (г/м²) в рямовых комплексах Бакчарского болотного массива за первое 20летие XX в. и последнее 20-летие XXI в., Δ - разность между потоками (%).

	Период	GPP	NPP	ER	NEE
BP	1901-1920	-305	-220	183	-122
	2081-2100	-523	-339	313	-210
	Δ	71%	54%	71%	73%
HP	1901-1920	-277	-208	134	-143
	2081-2100	-478	-328	235	-243
	Δ	73%	58%	75%	70%
ONP	1901-1920	-198	-154	88	-110
	2081-2100	-349	-192	248	-101
	Δ	76%	25%	182%	-8%

Чистая первичная продукция (NPP) исследуемых рямов в течение двух столетий возрастает. Однако рост NPP в осушенной низком ряме прогнозируется приблизительно в два раза медленнее (прирост NPP 25% за исследуемый период), чем в нативных высоком и низком рямах (прирост NPP 54 и 58%). Несмотря на то, что при заданном сценарии потепления и роста концентрации углекислого газа, прогнозируется как рост расходной (ER) части углеродного баланса, так и рост его приходной части (GPP), суммарный экосистемный обмен (накопление углерода в экосистеме) так же увеличивается в нативных рямах. Прирост NEE для высокого ряма составляет 73%, а для низкого ряма – 70%. Однако, в осушенном низком ряме при потеплении величина экосистемного дыхания возрастает быстрее, чем валовая первичная продукция, что выражается в некотором (на 8%) снижении NEE. Тем не менее, даже при столь значительном сценарии потепления прогнозируется, что даже осушенный рям продолжит выступать в роли поглотителя атмосферного углерода. Дополнительные прогнозные оценки показали, что осушенный рям перейдет в разряд нетто-источника углерода для атмосферы при потеплении еще приблизительно на два градуса относительно сценария RCP 8.5.

Литература:

1. Baird A., Belyea L., Comas X., Reeve A., Slater L. 2013. *Carbon Cycling in Northern Peatlands. Geophysical Monograph Series. AGU pp. 297.*
2. Campbell, D.I., Wall, A.M., Nieveen, J.P., Schipper, L.A. *Variations in CO₂ exchange for dairy farms with year-round rotational grazing on drained peatlands. // Agric. Ecosyst. Environ. 2015. 202, 68–78.*
3. Ciais P., Sabine C., Bala, G., et al. 2013. *Carbon and Other Biogeochemical Cycles. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.*
4. Dyukarev E.A. *Partitioning of net ecosystem exchange using chamber measurements data from bare soil and vegetated sites // Agricultural and Forest Meteorology. 2017. doi:10.1016/j.agrformet.2017.03.011*
5. Fraedrich K., Jansen H., Kirk E., Luksch U., and Lunkeit F. *The Planet Simulator: Towards a user friendly model // Meteorol. Zeitschrift, 2005. 14, 299-304.*
6. Kandel, T.P., Elsgaard, L., Larke, P.E. *Measurement and modelling of CO₂ flux from a drained fen peatland cultivated with reed canary grass and spring barley. // GCB Bioenergy. 2013. doi:10.1111/gcbb.12020*
7. Laine, A., Riutta, T., Juutinen, S., Valiranta, M., Tuittila, E.S.. *Acknowledging the spatial heterogeneity in modelling/reconstructing carbon dioxide exchange in a northern aapa mire // Ecol. Modell. 2009. 220, 2646–2655.*
8. Moss R. et al. *The next generation of scenarios for climate change research and assessment. // Nature 2010. 463(7282): 747-756. doi: 10.1038/nature08823.*
9. Parazoo N.C., Koven C.D., Lawrence D.M., Romanovsky V. Miller C.E. *Detecting the permafrost carbon feedback: Talik formation and increased cold-season respiration as precursors to sink-to-source transitions. // The Cryosphere, 2017 <https://doi.org/10.5194/tc-2017-189>.*



10. Rydin H., Jeglum J. 2015. *The Biology of Peatlands*. Oxford. Univ. Press., pp. 400.
11. Sheng Y., Smith L.C., MacDonald G.M., Kremenetski K.V., Frey K.E., Velichko A.A., Lee M., Beilman D.W., Dubinin P. A high-resolution GIS-based inventory of the west Siberian peat carbon pool. // *Global Biogeochemical Cycles*. 2004. V.18, p.GB3004.
12. Головацкая Е.А., Дюкарев Е.А. Влияние факторов среды на эмиссию CO₂ с поверхности олиготрофных торфяных почв Западной Сибири // *Почвоведение*. – 2012. – №6. – с. 658–667.

Temperature regime of drained and natural peatlands in arid and water-logged years

¹Kiselev M.V., ^{1,2}Voropay N.N., ^{1,3}Dyukarev E.A., ¹Preis Yu.I.

¹ Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

² V.B.Sochava Institute of Geography SB RAS, Irkutsk, Russia

³ Yugra State University, Khanty-Mansiysk, Russia

The temperature of peat soils affects the growth of ground vegetation (mosses, shrubs, etc.), the formation of microclimate and it is a key factor controlling many biotic and abiotic processes that occur in organic and mineral soils: decomposition and mineralization of soil organic matter, greenhouse gas emission (CO₂, CH₄, N₂O), leaching of dissolved organic carbon.

Studies of the temperature regime of soils were carried out in the geophysical field station "Vasyuganje" at native and drained treed bog with peat soil. Soil temperatures were measured at 14 depths from 0 to 320 cm in the period from 2011 to 2018 using Atmospheric-Soil Measurement Complex (IMCES SB RAS). Observations were carried out at two sites with a significantly different hydrological regime and the bog water levels. Data of the amount of precipitation at bog obtained using the precipitation gauge HOBO Rain Gauge 3M (Onset Computer Corp., USA).

Determination of waterlogged (excessive moisture) and arid years was carried out by calculating the aridity index of Ped'.

The most contrasting hydrothermal conditions over the past 10 years were 2012 and 2018. In 2012, drought was observed from April to July, with extreme aridity in June (S=4,07) and severe drought in July (S=3,42). The beginning of the warm season of 2018 was characterized by a long waterlogging (excessive moisture) of the territory with a maximum in May (S= -4,05).

It was found that the native treed bog in a wet year warms up much better than in a dry year. On average, for all depths, the temperature values are higher by 1.5°C. In turn, the drained treed bog has lower maximum temperatures and generally warms up worse than the native treed bog, under the same conditions of atmospheric aridity. On average, the drained bog is colder than the natural one at depths to 80 cm by 4.0°C, and at depths of 120-240 cm by 2.5°C.

The duration of the period with temperatures above +15°C in the dry year in the native bog is lower by 10-20 days during the warm period than in the wet year. This decrease is mainly due to changes in the bog water level. The duration of the period with temperatures above +15°C at drained bog is much lower than in the native bog (by 30-40 days on average). This is due to the initially lower bog water level (60 cm).

To estimate the degree of influence of hydrothermal conditions on the heating of peat deposits, the differences between the soil temperatures on the studied sites were calculated. The results show that the peat deposit under the native treed bog in the wet year warms up better than the peat deposit under the drained bog. The maximum differences for the warm period of the waterlogged (excessive moisture) year to a depth of 60 cm are 8,0°C, at depths from 80 to 240 cm are reduced (decreased) from 5,0 to 2,5°C.

A similar result was observed when comparing the temperature of the peat deposit on a native bog in the waterlogged (excessive moisture) 2018 and dry 2012. The maximum differences for the warm period to a depth of 60 cm are 8,0-9,0°C, from 80 to 240 cm are reduced from 6,0 to 1,5°C.

The obtained results give information on the influence of atmospheric aridity on the temperature regime of peat treed bogs. It shows possible negative consequences as a result of anthropogenic or natural drainage of peatlands, such as an increase in carbon dioxide emissions from bogs in wet years. Some reduction of methane and carbon dioxide emissions in dry years can be recognized as a positive effect. However, the drainage of peatlands leads to an increase in fire hazard in dry years.

The study was carried out with the financial support of RFBR in the framework of scientific projects № 18-45-700015, №18-05-00306.

Температурный режим осушенных и естественных болот в засушливые и переувлажненные годы

¹Киселев М.В., ^{1,2}Воропай Н.Н., ^{1,3}Дюкарев Е.А., ¹Прейс Ю.И.

¹ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

² Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск, Россия

³ Югорский государственный университет, Ханты-Мансийск, Россия

Торфяная залежь представляет собой сложную органоминеральную систему, обладающую специфическими свойствами: высокой обводненностью и пористостью, содержанием большого количества малоразложившегося органического вещества [1].

Температура торфяной почвы воздействует на рост наземной растительности (мхи, кустарники и др.), формирование микроклимата и является ключевым фактором, контролирующим многие биотические и абиотические процессы, протекающие в почвах (торфяных, минеральных): разложение и минерализацию органического вещества почв, эмиссию парниковых газов (CO₂, CH₄, N₂O), выделение растворенного органического углерода [2].

В Западной Сибири расположены основные мировые запасы торфа (и углерода). По разным оценкам болотные экосистемы Западной Сибири содержат до 70 млрд. тонн углерода [3]. Столь значительный резервуар углерода в результате изменения климата или антропогенного воздействия потенциально может частично перейти в атмосферу в виде CO₂ или CH₄ и внести значительный вклад в углеродный баланс атмосферы.

Исследования температурного режима почв проводились на территории геофизического стационара «Васюгань» [4]. Наблюдения выполнялись на двух площадках с существенно различным гидрологическим режимом и уровнем болотных вод. Первая площадка (низкий рям) расположена в 200 м от окраины болотного массива в бассейне р. Ключ, растительность представлена сосново-кустарничково-сфагновым сообществом с угнетенным древостоем высотой 2-4 м; мощность торфяной залежи 2 м, средний уровень болотных вод (УБВ) около 25 см от поверхности. Вторая площадка (осушенный рям) находится на осушенном участке Иксинского болота в 50 м от магистрального осушительного канала; растительность - сосново-кустарничково-сфагновое сообщество с древостоем 3-85 м; мощность торфа - 1.2 м, средний УБВ - 50 см.

На площадках проводились измерения температуры почвы на 14 глубинах (0, 2, 5, 10, 15, 20, 30, 40, 60, 80, 120, 160, 240, 320 см) и температуры воздуха на высоте 2 м при помощи атмосферно-почвенного измерительного комплекса [5] в период с 11 сентября 2011 года по 10 сентября 2018 года (2384 дня) с временным шагом 1 час. В работе также использованы данные о температуре воздуха и количестве атмосферных осадков по наблюдениям ближайшей метеостанции «Бакчар» (30 км к западу от экспериментальных площадок) полученные из архива ВНИИГМИ-МЦД [6]. Данные о количестве осадков на болоте получены с помощью осадкомера НОВО Rain Gauge 3М (Onset Computer Corp., USA) установленного на первой площадке.

Определение переувлажненных и засушливых годов осуществлялось путем расчета индекса засушливости Педя [7].

$$S_i = \frac{\Delta t_i}{\sigma_t} - \frac{\Delta r_i}{\sigma_r},$$

где $\Delta t_i = t_i - t_{norm}$ - аномалия температуры воздуха за i -й промежуток времени, σ_t - её среднеквадратическое отклонение, $\Delta r_i = r_i - r_{norm}$ - аномалия суммы атмосферных осадков за i -й промежуток времени, σ_r - её среднеквадратическое отклонение. Индекс S принимает положительные значения при засухе и отрицательные - в периоды переувлажнения. Согласно классификации, выделяют слабые ($1 \leq |S| < 2$), умеренные ($2 \leq |S| < 3$), сильные ($3 \leq |S| < 4$) и экстремальные явления ($|S| \geq 4$).

Разности между средними месячными значениями температуры воздуха, измеренной на метеорологической станции и на болоте, имеют сезонный ход - с марта по август они положительны (температура на болоте выше в среднем на 0,2-0,7 °С), в остальные месяцы отрицательны (температура на болоте ниже в среднем на 0,1-0,9 °С). Разности сумм осадков в зимние месяцы отрицательны - в среднем на болоте выпадает на 10-20 мм/месяц меньше, чем в районе метеостанции Бакчар. В теплые месяцы (май-сентябрь) наблюдаются как положительные отклонения (до 78 мм, июль 2017 г.), так и отрицательные (до -68 мм, август, 2011 г.), при среднем за период измерений значении разности -3 ... -7 мм/месяц.

Несмотря на значительные различия в месячных суммах осадков по данным наблюдения на метеорологической станции Бакчар и на стационаре, объясняемые локальностью выпадения конвективных осадков (особенно в летний период), характеристика засушливости/переувлажнения отдельных месяцев при использовании индекса Педя идентична для двух пунктов метеонаблюдения.

По отношению к многолетнему периоду (1936-2018 гг.), в годы микроклиматических наблюдений на стационаре, в течение вегетационного сезона отмечались как засушливые, так и переувлажненные

периоды различной интенсивности продолжительностью от 1 до 4 месяцев. Наиболее контрастными по гидротермическим условиям за последние 10 лет являются 2012 и 2018 гг. В 2012 г. засуха наблюдалась с апреля по июль, с экстремальной засушливостью в июне ($S=4,07$) и засухой сильной интенсивности в июле ($S=3,42$). Начало теплого сезона 2018 г. характеризовалось продолжительным переувлажнением территории с максимумом в мае ($S=-4,05$).

За теплый период с 15 апреля по 15 октября были определены максимальные средние суточные температуры почвы на разных глубинах (Табл. 1) и даты их наступления.

Таблица 1. Максимальная температура ($^{\circ}\text{C}$) и дата ее наблюдения в торфяной залежи.

Площадка	Год	Глубина, см							
		0	10	20	40	80	120	160	240
Низкий рям	2012	21,0 (30.07)	18,2 (30.07)	14,8 (01.08)	9,6 (13.08)	7,3 (07.09)	6,0 (20.09)	4,9 (04.10)	3,9 (04.10)
Низкий рям	2018	23,8 (27.06)	19,7 (28.06)	16,4 (11.08)	13,0 (01.08)	10,0 (01.08)	7,8 (12.08)	6,4 (13.09)	5,4 (07.10)
Осушенный низкий рям	2018	17,2 (27.06)	15,6 (28.06)	12,5 (11.08)	8,9 (29.08)	5,4 (02.09)	4,2 (09.09)	3,7 (28.09)	2,9 (02.10)

Получено, что естественный низкий рям в переувлажненный год (2018) прогревается значительно лучше, чем в сухой год (2012). В среднем для всех глубин значения температуры в 2018 году на низком ряме выше на $1,5^{\circ}\text{C}$. В свою очередь осушенный низкий рям имеет небольшие максимальные температуры и в целом прогревается хуже, чем ненарушенный низкий рям, при одинаковых условиях атмосферной засушливости. В среднем осушенный участок болота холоднее естественного на глубинах до 80 см на $4,0^{\circ}\text{C}$, а на глубинах 120-240 см на $2,5^{\circ}\text{C}$.

На исследуемых площадках в разные годы было рассчитано количество дней с температурой выше $+15^{\circ}\text{C}$. Указанные температуры наблюдаются в июне-августе, продолжительность периода варьируется в зависимости от глубины.

Максимальное количество дней с температурой торфа выше 15°C наблюдалось на низком ряме в переувлажненном 2018 году. Продолжительность составляла 57 дней на поверхности, 42 дня на глубине 10 см и 19 дней на 20 см. В сухой 2012 год, несмотря на то что температура воздуха была выше, чем в 2018, количество дней с температурами выше $+15^{\circ}\text{C}$ на низком ряме меньше на всех глубинах, кроме поверхности. Продолжительность составляла 57 дней на поверхности и 29 дней на 10 см. На глубине 20 см почва прогрелась всего до $+14,8^{\circ}\text{C}$. Такие отличия показывают, что атмосферная засушливость может уменьшить продолжительность периода с температурами выше $+15^{\circ}\text{C}$ на 10-20 дней в течение теплого периода. Такое уменьшение происходит главным образом за счет изменения уровня болотных вод. Его увеличение ведет к увеличению количества поглощаемого тепла в течение дневного прогрева торфяной залежи и к уменьшению скорости остывания торфяной залежи в ночной период.

На осушенном низком ряме количество дней с температурой торфяной залежи более $+15^{\circ}\text{C}$ в переувлажненном 2018 году значительно ниже, чем на ненарушенном участке. Продолжительность составляет 16 дней на поверхности, 4 дня на 10 см и ниже не наблюдается. Такая небольшая продолжительность связана с изначально более низким уровнем болотных вод (в среднем 60 см). А также с большей скоростью снижения УБВ после интенсивных дождей, по сравнению с низким рямом. Такие отличия приводят к тому, что повышение УБВ на осушенном низком ряме в переувлажненный год происходит на меньшей временной промежутки, который составляет в среднем 5-7 дней.

Для оценки степени влияния гидротермических условий на прогрев торфяной залежи были рассчитаны разности между значениями температуры почвы на выбранных участках на глубинах от поверхности до 320 см (Рис. 1). Полученные результаты показывают, что торфяная залежь под естественным сосново-кустарниковым сфагновым фитоценозом в переувлажненный 2018 год прогревается лучше, чем аналогичная торфяная залежь под осушенным сосново-кустарниковым сфагновым фитоценозом. Максимальные различия за теплый период переувлажненного года (с апреля по конец сентября) до глубины 60 см составляют $8,0^{\circ}\text{C}$, на глубинах от 80 до 240 см уменьшаются от $5,0$ до $2,5^{\circ}\text{C}$.

Аналогичный результат наблюдается при сравнении температуры торфяной залежи на ненарушенном участке в переувлажненный 2018-й и сухой 2012-й годы. Максимальные различия за теплый период (с апреля по конец сентября) до глубины 60 см составляют $8,0-9,0^{\circ}\text{C}$, от 80 до 240 см уменьшаются от $6,0$ до $1,5^{\circ}\text{C}$ (Рис. 1).

Температура и влажность торфяной залежи играют важную роль в эмиссии метана и углекислого газа. Последние результаты показывают, что при температуре выше $+15^{\circ}\text{C}$ и $+20^{\circ}\text{C}$ начинается самый активный период эмиссии метана [8], при условии заполнения торфяной залежи водой. Таким образом, переувлажнение торфяной залежи способствует как увеличению температур, так и увеличению эмиссии метана.

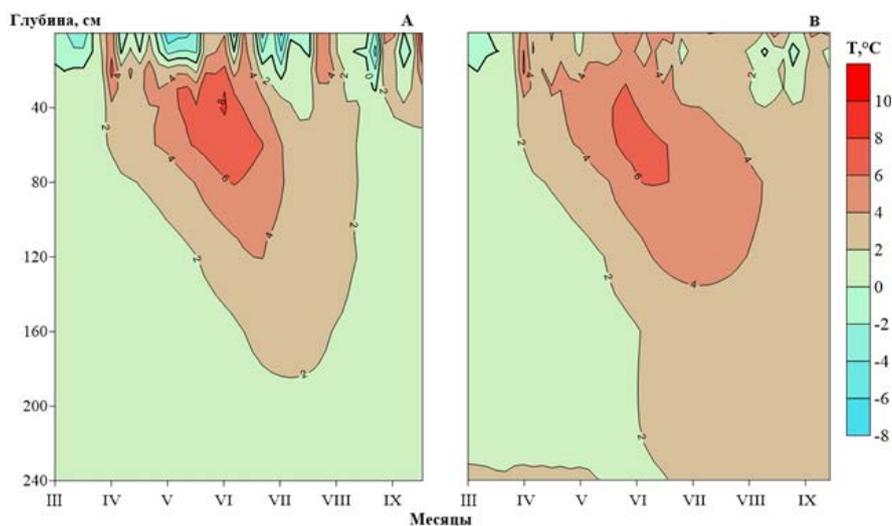


Рис. 1. Разности температур торфяной залежи. А – низкий ряб ($T_{2018г.} - T_{2012г.}$).
В – ($T_{\text{низкий ряб 2018 г.}} - T_{\text{осушенный низкий ряб 2018 г.}}$).

Также увеличение влажности и температуры приводит к увеличению эмиссии углекислого газа с поверхности облесенных сфагновых болот [9]. Однако при этом торфяная залежь должна оставаться не насыщенной водой. Благодаря изначально небольшому УБВ и относительно быстрой фильтрации вод в осушенном низком рябе происходит значительный прогрев торфа в переувлажненный год. Таким образом, возможно увеличение эмиссии углекислого газа, основная доля которого выделяется в верхних слоях торфяной залежи.

Полученные результаты дают представление о влиянии атмосферной засушливости на температурный режим торфяных облесенных болот. Показывают возможные негативные последствия, в результате антропогенного или естественного осушения торфяной залежи, такие как увеличение эмиссии углекислого газа болотами таежной зоны в переувлажненные годы. Из позитивных последствий можно выделить некоторое уменьшение эмиссии метана и углекислого газа в сухие годы. Однако осушение торфяной залежи приводит к увеличению пожарной опасности в сухие годы.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научных проектов № 18-45-700015, №18-05-00306.

Литература:

1. Романов В.В. *Гидрофизика болот* // В.В. Романов. – Л.: Гидрометеиздат, 1961. – 359 с.
2. Головацкая Е.А., Дюкарев Е.А., Инполитов И.И., Кабанов М.В. Влияние ландшафтных и гидрометеорологических условий на эмиссию CO₂ в торфоболотных экосистемах // Доклады Академии Наук, 2008. – № 4. – С. 1-4.
3. IPCC, 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P. M. Midgley (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1535 pp.
4. Киселев М.В., Воронай Н.Н., Дюкарев Е.А. Особенности температурного режима почв верхового болотного массива // Известия Высших учебных заведений. Физика. Томск, 2016. – № 7-2. С. 93-97.
5. Kiselev M V, Voropay N N, Dyukarev E A, Kurakov S A, Kurakova P S, Makeev E A *Automatic meteorological measuring systems for microclimate monitoring* // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 2018. – vol. 190. – № 1. – 012031.
6. Булыгина О.Н. Описание массива срочных данных об основных метеорологических параметрах на станциях России (Электронный ресурс) / О.Н. Булыгина, В.М. Веселов, В.Н. Разуваев, Т.М. Александрова // Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014620549 – Режим доступа: <http://meteo.ru/data/163-basic-parameters#onucanie-massiva-dannykh><http://meteo.ru/data/163-basic-parameters>
7. Педь Д.А. О показателе засухи и избыточном увлажнении // Труды Гидрометцентра СССР, вып. 156. – Л.: Гидрометеиздат, 1975. – С. 19-38.
8. Glagolev M.V., Ilyasov D.V., Sabrenkov A.F., Goncharov V.M. *Response of Methane Emission to Temperature Anomalies of Mires: Case Study of the Southern Taiga in Western Siberia* // Water resources, 2018. vol.45. – № 2. – С. 44-52.
9. Молчанов А.Г. Газообмен сфагноума при различных уровнях поверхностных грунтовых вод // Экология, 2015. – № 3. – С. 182.

Моделирование обтекания 3D-поверхностей при исследовании изменений эоловых форм рельефа

Малиновская Е.А.

Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

Процессы взаимодействия на границе атмосферы и почвы приводят к ветровой эрозии, загрязнению атмосферы частицами поверхности техногенного происхождения, влияют на опустынивание и эродированность почв [1] и должны учитываться при разработке палеогеографических сценариев [2]. Рельеф на малых масштабах [3], [4] влияет на режимы ветрового выноса [5], на циркуляцию в пограничном слое над опустыненными территориями [6]. При этом важен поиск способов объединенного анализа динамических процессов с различными временными масштабами: обтекание воздушными потоками реальных объектов поверхности рельефа и изменения эоловых структур. Данные снимков поверхности SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission - радарная топографическая съемка большей части территории земного шара) использованы для двух задач: оценки замедления воздушного потока при движении вверх по наветренному склону; численного моделирования обтекания сложной 3D-поверхности воздушным потоком. Определяя изменение динамической скорости при движении вверх по наветренному склону на основе анализа геометрических характеристик эоловых форм, получен коэффициент линейного замедления динамической скорости и его уменьшение с ростом структуры [7]. В зависимости от высоты эоловых структур меняется скорость их роста и перемещения, что вероятно связано с изменением характера обтекания и циркуляции у поверхности. Уменьшение динамической скорости также определено и при моделировании средствами открытого пакета OpenFOAM. Для наветренного склона по направлению движения воздушного потока оно оставило 0,022 м/с на каждые 10 м, что в целом соответствует результатам приближенной оценки для эоловых структур высотой около 10 м.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН №12.

Литература:

1. Литвин Л.Ф. География эрозии почв сельскохозяйственных земель России. - М.: Академкнига, 2002 г.
2. Галай Б.Ф., Сербин В.В., Плахтюкова В.С., Галай О.Б. Лёссовые грунты северного кавказа и Крыма (сравнительный анализ) // Науки о Земле. Наука. Инновации. Технологии, 2017 г. №2, С.98-108.
3. Зилитинкевич Э.К., Вагер Б.Г., Утина З.М. Влияние рельефа на профиль скорости ветра // Тр.ГГО. – 1972. – Вып.276. – С.168. – 177.
4. Manukyan E., Prigozhin L. Formation of aeolian ripples and sand sorting // Physical Review E. – 2009. – Т. 79. – №. 3. – С. 031303.
5. Горчаков Г.И., Карпов А.В., Кузнецов Г.А., Бунтов Д.В. Квазипериодическая сальтация в ветропесчаном потоке на опустыненной территории // Оптика атмосферы и океана, 2016. 29, №6. С.472-477.
6. Чхетиани О. Г., Калашиник М. В., Ингель Л. Х. Генерация “теплового ветра” над неоднородно нагретой волнистой поверхностью // Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2013. Том 49, № 2. С. 137–143.
7. Малиновская Е.А. Модель установления наветренного склона эоловой формы рельефа // Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2019, том 55, №2, с.218-228.

Simulation of the flow around 3D surfaces in the study of changes in aeolian relief forms

Malinovskaya E.A.

A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

Introduction. Processes of interaction at the border of the atmosphere and soil lead to wind erosion, atmospheric pollution by particles of anthropogenic origin, affect desertification and erodibility of soils [1] and should be taken into account when developing paleogeographic scenarios [2]. Relief on small scales [3], [7]

affects the mode of wind removal [4], boundary circulation over deserts [5]. Influence wind-sandy flow on process of the aeolian relief formation of the structure is noted in the known models [6], [7]. It is important to take into account local circulation using relief data for local tasks on scales of the order of tens and hundreds of meters, including forecast of extreme events. This is reproduced normally when more detailed surface models are considered.

At the same time, it is important to search for methods of combined analysis of dynamic processes with different time scales: the flow of real objects around the surface of the relief and changes in aeolian structures by air flows.

As shown in [9], the assessment of changes in air velocity when moving over aeolian structures is possible using the base of radar images of the SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) surface which is used, in particular, in Google Earth (Fig. 1).

In contrast to the tasks of analyzing small-scale weather phenomena, taking into account the relief [8], aeolian processes include the need to study the relationship between two media: air and sand. Therefore, SRTM surface imaging data is used for two tasks.

1. Evaluation of airflow deceleration when moving up the windward slope.
2. Numerical simulation of airflow around a complex 3D surface.



Figure 1. Surface mapping in GoogleEarth.

Sections 1-3 then describe the solution of these two problems using SRTM surface imaging data.

1. Using SRTM surface radar imagery to assess airflow deceleration as it moves up the windward slope. Five territories were selected for which accretion and where low precipitation per year can be disregarded: (territories 1-3) Algeria, Libya United Arab Emirates (Sahara desert), (territory 4) US-Mexico border (Sonoran desert), (territory 5) China (Takla-Makan desert).

An assessment of the deceleration of the air flow when moving up the windward slope was carried out using the model of the formation of the windward slope assuming the structure of ripples [10]. Some fraction of particles k of the upper layer is carried out by air sweat, and the remaining ones roll over the surface of the lower layer to an obstacle in the form of a platform formed of fixed particles, forming an extended element of the layer.

The equation for the length of the elements of the layer x when k is linearly dependent on the depth of the layer z ($k = k_0 + \mu z$ at $z = 0$, the fraction of detached particles is equal to k_0), has the form:

$$\frac{\partial x}{\partial t} = -(k_0 + \mu z) \frac{\langle r \rangle}{t_p} \frac{\partial x}{\partial z},$$

where $\langle r \rangle$ - average particle radius, t_p - average time of separation.

The displacement of the leeward line can be estimated from [10]:

$$\Delta x = \frac{1}{2} \frac{\Delta z^2 \Delta k^2}{z_{str}} \cdot \cos \beta,$$

where $\Delta k = k_L - k > 0$ is the difference k and k_L of the fractions of detached particles at a given point and point at a distance equal to the length of saltation L , β is the critical angle of inclination of the leeward slope to the horizon, Δz is an increase in the structure height, z_{str} is the structure height.

To determine the values specified in the formulas, we used SRTM surface images from GoogleEarth, which allow (Fig. 1)

1. to obtain historical photographs of the relief of the territories,
2. to keep broken lines that determine the position of the ridges in different years,
3. to define distances and angles.

Determining the change in friction velocity when moving upward on the windward slope based on the analysis of the geometric characteristics of aeolian forms, the coefficient of linear deceleration of the friction velocity and its decrease with increasing structure are obtained. To clarify the results of the assessment, the following is a statement of the computational experiment tied to the relief of a specific territory.

2. Technology of preparing a streamlined 3D object for conducting a numerical experiment.

To prepare a 3D-streamlined surface object, you need to unload the surface of the relief (GlobalMapper) from the map in the geotif format, render it in the stl format (Autodesk Civil 3D), create a streamlined 3D object (Salome).

Technical elements in the preparation of a streamlined 3D-object (Fig. 2):

- 1) geotif map element file format: SRTM Tile Grabber <http://dwtkns.com/srtm/> or from GlobalMapper up to 300x300 m;
- 2) trimming, unloading dew file heights;
- 3) exporting a drawing (Autodesk Civil 3D, 2013) and an SLT file;
- 4) OpenFoam: grid generation, numerical simulation of flow.

To solve the problem of instability of the numerical solution and increase the computation error when the surface is flattened (Fig. 3). Flat plates to the level of 0 m (flattening, 100 m) are added to the surface of the exported relief element, the side and bottom planes are added.

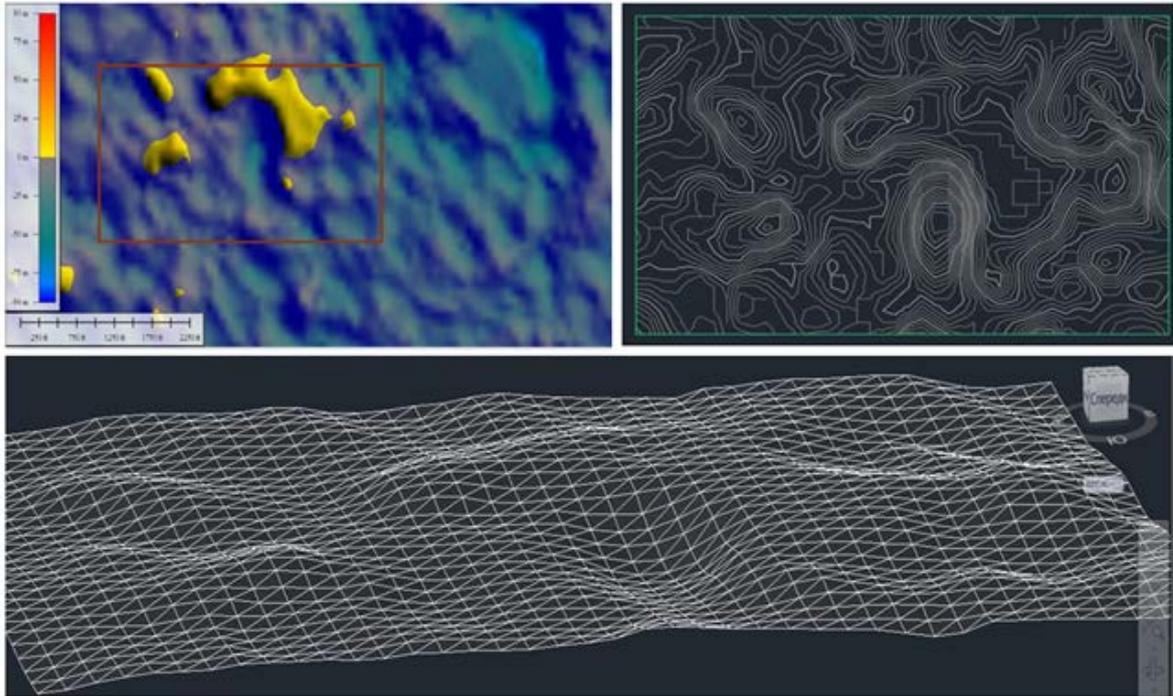


Figure 2. GlobalMapper display area and its presentation in Autodesk Civil 3D: drawing export (2013).

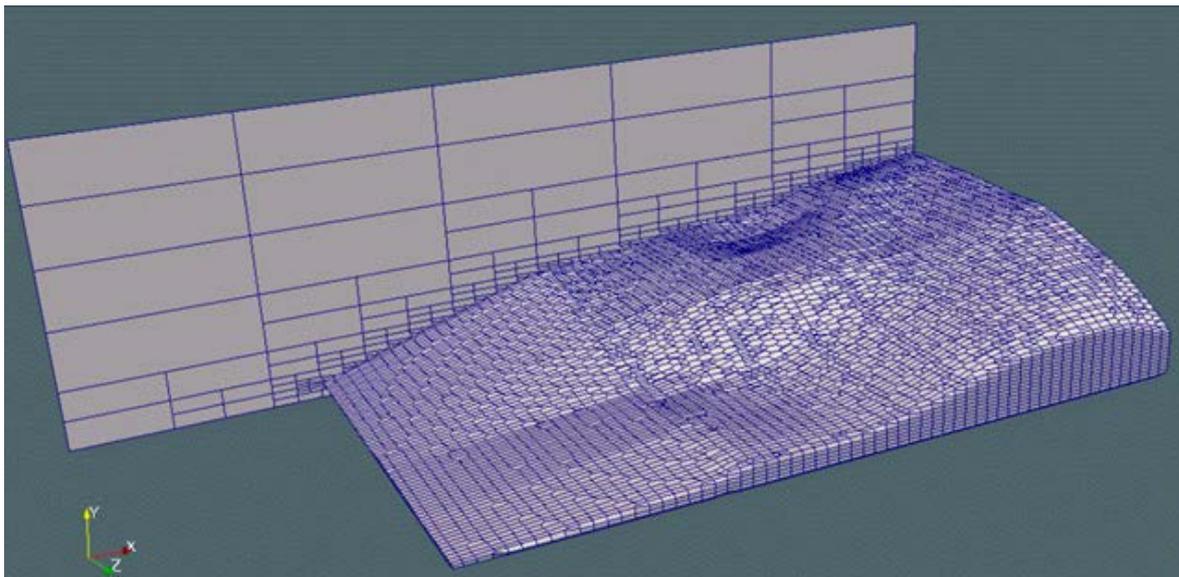


Figure 3. Surface Smoothing.

3. Results of numerical simulation. In the simulation, a laminar flow model with heat transfer was used as a test case. The boundary conditions adopted the following parameters: vertical gradient of the horizontal component of wind velocity (left and right walls), sticking on the surface. We used the open package Open-

FOAM, the rhoPisoCentralFOAM solver with the ability to use turbulent models, the snappyHexMesh utility for layer-by-layer representation of the grid with adaptation to the surface shape. The streamlined volume is modeled by 3D modeling tools. The decrease in the shear velocity for the windward slope in the direction of the air flow left 0,022 m / s for every 10 m, which generally corresponds to the results of an approximate estimate for aeolian structures with a height of about 10 m.

Conclusion. Using SRTM images allows you to combine the results of studies of dynamic processes of different scales. Historical data for the 10-year interval is taken to assess changes in the eolian relief. Depending on the height of the aeolian structures, the rate of their growth and displacement changes, which is probably due to a change in the nature of the flow and circulation at the surface. A detailed study of changes in dynamics is possible, in particular, with the use of modern IT technologies and numerical simulation packages. A test laminar flow model with heat transfer implemented using open packages confirms a decrease in the friction velocity value when moving up the windward slope.

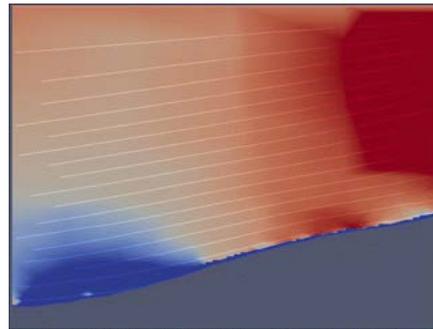
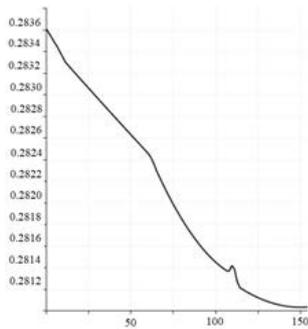


Figure 4. The dependence of the value of shear velocity from a point up the windward slope. The results of numerical simulation.

This work was supported by the Fundamental Research Program of the Presidium of the Russian Academy of Sciences No. 12.

Soil moisture initialization for use in multilayer soil model of the global weather prediction system SL-AV

^{1,2}Makhnorylova S.V., ^{3,1}Tolstykh M.A.

¹ Hydrometeorological Research Center of Russian Federation, Moscow, Russia

² Siberian Regional Hydrometeorological Research Institute, Novosibirsk, Russia

³ Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

E-mail: makhnorylova@gmail.com

In recent years, the land surface models and surface data assimilation techniques have been gaining more attention in the community of weather forecast systems developers [1, 2, 3, 4]. It is caused by the well-known fact that land surface processes determine the lower boundary conditions of the atmosphere and the energy partitioning between sensible and latent heat fluxes. The global atmosphere model SL-AV [5] has the possibility to use two different soil models: ISBA-2L [6] that describes processes inside the ground and interactions between vegetation, land surface and atmosphere, and the multilayer soil model INM RAS [7]. This soil model has 8 layers and presents water phase transitions in a more detailed way (for example, it considers hysteresis at freezing water, uses water vapor as the prognostic variable, and it's thermo-, hydro- and vapor conductivities depend on soil texture). Multilayer soil model has reasonable behavior in climate regime of the SL-AV model, but it requires an initialization system for application in medium and long-range weather forecasts.

Initial data for multilayer soil model include soil temperature, liquid water, ice, water vapor at the 8 soil layers and snow water equivalent. The temperature and the snow layer are analyzed using a "local" one-dimensional Optimal Interpolation (1D OI) technique. Water vapor is climate field, and the ice is corrected depending on soil liquid water content. We focus on assimilation of screen-level parameters to analyze deep soil moisture [8]. This variable influences atmosphere boundary layer by transpiration process and also by controlling the humidity surface layer implicitly. Sensitivity experiments determine the greatest response to screen-level temperature and relative humidity on the soil moisture perturbations for 18cm and 54 cm layers. These horizons were chosen for assimilation by the simplified extended Kalman filter method (SEKF) [8].

The SEKF demands five extra of 6-hours numerical weather forecasts for calculation of the observation operator and one run for preparing first-guess fields. This approach has expensive numerical cost. We have developed off-line soil model version. At every time step, it receives forcing from the atmospheric model for every grid box and calculates surface fluxes. The forcing includes low-level atmosphere temperature, humidity,

horizontal wind components, pressure, precipitation, radiation [8, 9]. This model allows to cut computational cost of assimilation cycle by factor 2 approximately.

The assimilation system described was tested with data initialization of multilayer soil model for a period from 14.06.2014 to 31.07.2014. The assessed period is July only. These results were compared with open loop multilayer soil model forecasts and ISBA-2L forecasts with OI data assimilation (operational version). Use of the SEKF method allows to reduce screen-level temperature errors for short-range forecasts compared to open loop. But the application of multilayer soil model introduces larger bias errors. The work is in progress to reduce these errors.

Инициализация влагосодержания деятельного слоя подстилающей поверхности для многослойной параметризации почвы в глобальной модели атмосферы ПЛАВ

^{1,2}Махнорылова С.В., ^{3,1}Толстых М.А.

¹ Гидрометцентр России, Москва, Россия

² ФГБУ СибНИГМИ, Новосибирск, Россия

³ Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, Москва, Россия

E-mail: makhnorylova@gmail.com

В последние десятилетия в работах, посвященных системам прогноза погоды, все больше уделяется внимание моделям состояния подстилающей поверхности и методам подготовки полей первого приближения для них [1, 2, 3, 4]. Это объясняется широко известным фактом сильного влияния состояния деятельного слоя почвы и растительности на нижнюю часть пограничного слоя атмосферы. В системе глобального прогноза погоды ПЛАВ [5] на данный момент есть возможность подключения двух схем подстилающей поверхности: двухслойной схемы ISBA-2L [6], которая описывает процессы внутри почвы и взаимодействие растительности и оголенной почвы с атмосферой, а также многослойной модели почвы ИВМ РАН [7], которая имеет 8 уровней по вертикали и подробнее описывает фазовые переходы воды в почве по сравнению с ISBA-2L (например, учитывает гистерезис при замерзании воды, использует водяной пар в почве как прогностическую переменную, а используемые коэффициенты тепло-, влаго- и теплопроводности зависят от состава грунта). Применение многослойной модели хорошо себя зарекомендовало в климатических расчетах, однако для ее применения в прогностическом режиме необходимо реализовать соответствующее усвоение.

Для работы параметризации почвы ИВМ РАН необходима инициализация полей температуры, содержания влаги в трех ее фазовых состояниях на всех горизонтах, водный эквивалент снега. Температура почвы и водный эквивалент снега подготавливаются с помощью метода локальной одномерной оптимальной интерполяции. Поля водяного пара являются климатическими, а данные о содержании льда корректируются в зависимости от наличия воды в грунте. В данной работе рассматривается реализация метода упрощенного расширенного фильтра Калмана для инициализации полей влаги [8].

Воздействие влажности глубоких слоев почвы на нижнюю границу атмосферы осуществляется через процессы транспирации растений и ее опосредованного влияния на влажность поверхностного уровня. Экспериментально было установлено, что наибольший отклик в состоянии приземной температуры и относительной влажности на изменение количества влаги в почве, наблюдается для горизонтов 18 и 54 см. Это объясняется максимальной концентрацией корней в этих зонах. Для них и было реализовано усвоение методом упрощенного расширенного фильтра Калмана.

СТАНДАРТНЫЕ УРАВНЕНИЯ МЕТОДА УПРОЩЕННОГО РАСШИРЕННОГО ФИЛЬТРА КАЛМАНА

В данном случае для нахождения вектор состояния w_t^b прогностические уравнения состояния почвы M_{t-1} применяются к вектору анализа w_{t-1}^a (1). Оба вектора имеют размерность $[w_1, w_2]$, т.к. мы корректируем 2 слоя почвы. Вектор наблюдений y_{t-1}^o также состоит из двух элементов, т.к. у нас рассматривается 2 вида наземных наблюдений (приземные температура и относительная влажность) (2).

$$w_t^b = M_{t-1} [w_{t-1}^a], \quad (1)$$

$$w_{t-1}^a = w_{t-1}^b + K_{t-1} [y_{t-1}^o - H(w_{t-1}^b)], \quad (2)$$

$$K_{t-1} = B H^T (H B H^T + R)^{-1} \quad (3)$$

В уравнении (3) \mathbf{R} - диагональная ковариационная матрица ошибок наблюдений ($\sigma_{T2M} = 1\text{K}$, $\sigma_{RH2M} = 10\%$), а \mathbf{B} - ковариационная матрица ошибок первого приближения. Т.к. слои в многослойной почве взаимосвязаны, матрица фоновых ошибок недиагональная [1,9].

В уравнении (2) $H(w_{i-1}^b)$ - первое приближение полей приземных характеристик, в то время как в уравнении (3) \mathbf{H} - линеаризованный оператор наблюдений. Для его линеаризации воспользуемся разложением в ряд Тэйлора первого порядка (4):

$$H(x+\delta x) \approx H(x) + H\delta x \quad (4)$$

Введем малые возмущения (порядка 10^{-5}) влажности почвы противоположных знаков поочередно в каждый из рассматриваемых слоев. Их величина определяется экспериментально и должна быть достаточно небольшой, чтобы не нарушать предположение о линейности, и не слишком малой, чтобы не вызвать дополнительный шум, связанный с ошибками округления [9]. Также они зависят от индекса увлажнения почвы. В случае выполнения условий линейности отклика оператор наблюдений \mathbf{H} при положительных и отрицательных возмущениях влажности почвы будет различаться несущественно, а его большие отличия будут говорить о невозможности применения данной гипотезы и, как следствие, отсутствия коррекции влажности почвы.

В данном случае для инициализации полей состояния почвы требуется 5 дополнительных прогнозов модели с заблаговременностью 6ч для расчета оператора наблюдений, а также прогноз с получившихся стартовых полей, что занимает значительное компьютерное время. Для его сокращения была создана автономная схема прогноза состояния почвы, использующая прогностические поля атмосферы (радиация, ветер, осадки, температура и влажность) на модельных уровнях с невозмущенных данных в качестве внешнего форсинга [9, 10]. Это позволило сократить время расчета оператора наблюдений примерно в 2 раза. Более подробно о ней планируется рассказать в устном докладе.

Упомянутая выше система усвоения с предписанным форсингом была использована для подготовки начальных данных прогнозов с использованием схемы многослойной почвы. Расчет осуществлялся на месяц (с 14.06.14 по 31.07.14), оценочным периодом считался только июль. Для понимания качества работы системы за этот же временной интервал были проведены эксперименты с использованием схемы многослойной почвы без усвоения влажности почвы в глубоких слоях и с применением модели ISBA. В последнем случае для инициализации полей использовался метод оптимальной интерполяции

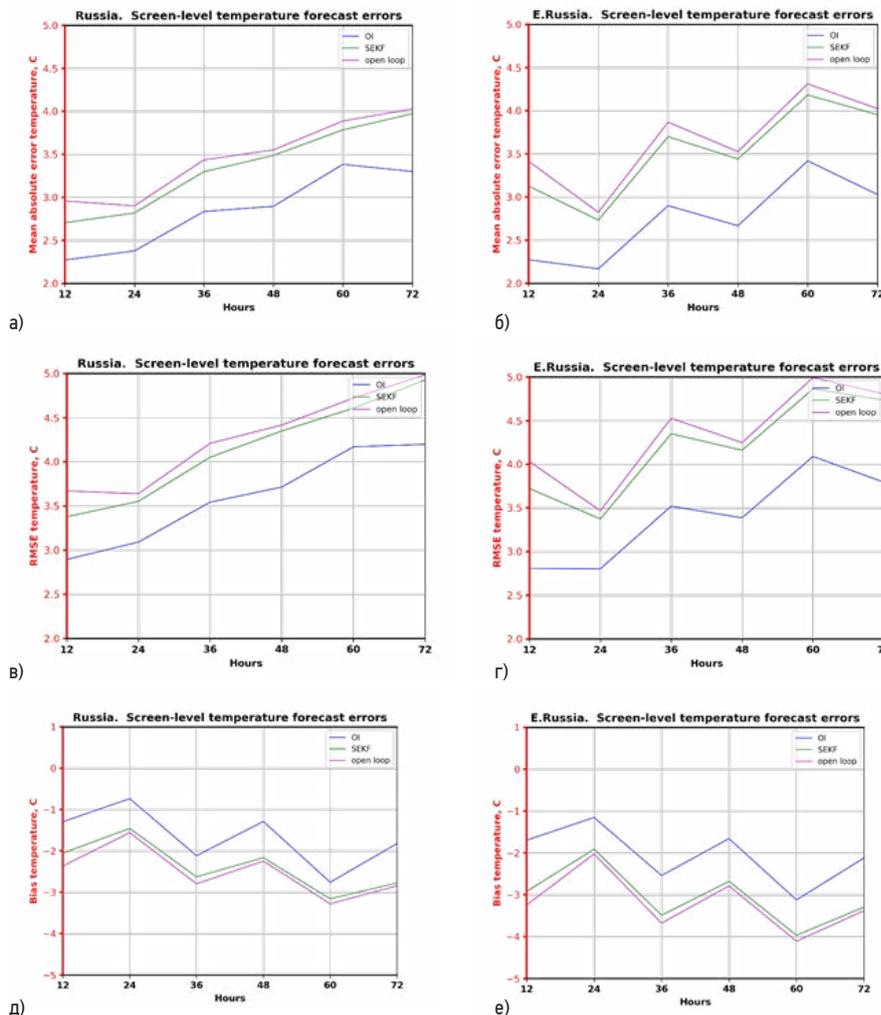


Рис. 1. Среднемесячные абсолютные (а,б), среднеквадратические (в,г) и средние (д,е) ошибки прогноза приземной температуры для территории России (35–65 с.ш., 35–135 в.д.) и европейской территории России (35–65 с.ш., 35–55 в.д.) за июль 2014г. при использовании схемы ISBA и метода оптимальной интерполяции (OI), схемы многослойной почвы ИВМ РАН без усвоения (open loop) и с усвоением приземных наблюдений (SEKF) для коррекции влажности почвы методом упрощенного расширенного фильтра Калмана.

(оперативный вариант). На рис.1 представлены среднемесячные абсолютные, среднеквадратические и средние ошибки для территории России и ее европейской части. По сравнению с отсутствием усвоения упрощенный расширенный фильтр Калмана позволяет улучшить прогноз приземной температуры на сроки с заблаговременностью от 12 ч до 72 ч. В зависимости от рассматриваемой ошибки эффект применения усвоения варьируется от 0.1С до 0.3С. Однако в обоих случаях система существенно уступает результатам двухслойной схемы с подготовкой данных методом оптимальной интерполяции. Такой результат объясняется большей систематической ошибкой прогноза приземных характеристик с использованием многослойной модели. Работы по ее устранению ведутся.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В ходе работы была создана система инициализации полей влажности почвы на основе метода упрощенного расширенного фильтром Калмана для многослойной модели почвы ИВМ РАН в глобальной системе прогноза погоды ПЛАВ. Был реализован блок усвоения, а также автономная версия модели почвы для расчета оператора наблюдений применительно к данным двух уровней многослойной схемы почвы ПЛАВ.

Качество прогноза приземных характеристик при его использовании выше, по сравнению с отсутствием усвоения для многослойной почвы. Однако оно уступает оперативному анализу с использованием схемы ISBA и методом оптимальной интерполяции. Для устранения систематической ошибки прогноза приземных характеристик, возникающей в случае применения многослойной модели почвы, планируется провести расчеты, стартуя с климатических начальных данных. Результаты этих экспериментов будут представлены на конференции.

Литература:

1. Rodell M., Houser P.R., Berg A.A., Famiglietti J.S. Evaluation of 10 methods for initializing a land surface model // *Journal of hydrometeorology*, 2005, v.6, pp. 146-155.
2. Parrens M., Mahfouf J.-F., Barbu A.L. and Calvet J.C. Assimilation of surface soil moisture into a multilayer soil model: design and evaluation at local scale // *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2014, v.18, pp.673-689.
3. Duerinckx A., Hamdi R., Deckmyn A., Djebbar A., Mahfouf J.-F., Termonia P. Combining an EKF soil analysis with a 3D-Var upper-air assimilation in a limited area NWP-model // *Quart. J.R. Meteorol.Soc.*, 2017, v.143, pp.2999-3013.
4. Hauser M., Orth R., Seneviratne Sonia I. Investigating soil moisture-climate interactions with prescribed soil moisture experiments: an assessment with the Community Earth System Model (version 1.2) // *Geosci. Model. Dev.*, 2017, v.10, pp.1665-1677.
5. Толстых М.А., Желен Ж.Ф., Володин Е.М., Богословский Н.Н. и др. Разработка многомасштабной версии глобальной модели атмосферы ПЛАВ // *Метеорология и гидрология*, 2015, №6, с. 25-35.
6. Boone A., Masson V., Meyers T., Noilhan J. The influence of the inclusion of soil freezing on simulations by a Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer scheme // *J. of applied meteorology*, 2000, v.39, pp.1544-1569.
7. Володин Е. М., Лыкосов В. Н. Параметризация процессов тепло- и влагообмена в системе растительность — почва для моделирования общей циркуляции атмосферы. 1. Описание и расчеты с использованием локальных данных. — *Известия РАН. Физика атмосферы и океана*, 1998, т. 34, № 4, с. 453—465.
8. de Rosnay P., Drusch M., Vasiljevsky D., Balsamo G., Albergel C., Isaksen L. A simplified extended Kalman filter for the global operational soil moisture analysis at ECMWF // *Quart. J.R. Meteorol. Soc.*, 2013, v.139, pp.1199-1213.
9. Mahfouf J.-F., Bergaoui K., Draper C., Bouyssel F., et all. A comparison of two off-line soil analysis schemes for assimilation of screen-level observations // *J. Geophys. Res.*, 2009, v.114, pp.2156-2202.
10. Balsamo G. Mahfouf J.-F., Bélair S., Deblonde G. A land data assimilation system for soil moisture and temperature: an information content study // *J.Hydrometeorol.*, 2007, v.8, pp.1225-1242.

Investigation of microclimate, ground-level inversions and human thermal comfort conditions in Arctic cities of Russian federation (based on UHIARC observations)

¹Konstantinov P.I., ^{2,3}Varentsov M.I., ³Repina I.A., ³Artamonov A.Yu., ¹Shuvalov S.V.,
¹Samsonov T.E., ¹Grischenko M.Yu., ¹Semenova A.A., ¹Vorotilova P.G., ⁴Esau I.N., ⁵Baklanov A.A.

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

² Lomonosov Moscow State University, Research Computing Center, Moscow, Russia

³ A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

⁴ Nansen Environmental and Remote Sensing Center/Bjerknes Center for Climate Research, Bergen, Norway

⁵ World Meteorological Organization (WMO), Genève, Switzerland

E-mail: kostadini@mail.ru

Global climate change amplification in Arctic latitudes affects not only natural landscapes but also cities and its infrastructure (permafrost melting, growing of urban heat island magnitude etc).

First assumption about microclimate of polar cities in Eastern Arctic was based on the UHIARC (Urban Heat Island Arctic Research Campaign) seasonal-scale experimental meteorological observations in the five cities: Apatity in Kola peninsula, Vorkuta in the north-east of the European Russia (Komi republic) and Nadym, Novy Urengoy and Salekhard in located in the north of Western Siberia. All of them have quite similar population (from 50 to 115 thousands inhabitants) and building features.

In this study we focused on investigation of differences between the Arctic cities, caused by both geographic location and various types of urban development. To do this, we estimated the differences in long-term trends in air temperature and in urban thermal comfort between different cities. In addition, deep regionalization was carried out using the WUDAPT-technology of the urban environment in the studied points to show quantitative differences in the types of building structure. An attempt was also made to estimate how the trends in cities differ from the trends in the rural area.

The already existing UHIARC network was expanded in the cities of Apatity (Kola Peninsula) and Nadym (Western Siberia) by the low-cost recorders of temperature inversions in the surface layer at heights of 1.5 and 3 meters, respectively. With the help of these complexes, it is supposed to obtain a reliable climatology of surface inversions in city core area and outside the city for the winter period, when episodes of high concentrations of atmospheric pollutants are most frequent.

This study was supported by Russian Foundation for Basic Research (RFBR) project №18-05-60146 and 18-05-60126

Исследование микроклимата, повторяемости приземных инверсий и условий термического комфорта городов Арктической зоны РФ (на примере сети UHIARC)

¹Константинов П.И., ^{2,3}Варенцов М.И., ³Репина И.А., ³Артамонов А.Ю., ¹Шувалов С.В.,
¹Самсонов Т.Е., ¹Грищенко М.Ю., ¹Семенова А.А., ¹Воротилова П.Г., ⁴Езау И.Н., ⁵Бакланов А.А.

¹ МГУ имени М.В. Ломоносова, Географический факультет, Москва, Россия

² МГУ имени М.В. Ломоносова, НИВЦ, Москва, Россия

³ Институт Физики Атмосферы имени А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

⁴ Центра ДЗЗ и изучения окружающей среды им. Ф. Нансена, Берген, Норвегия

⁵ Всемирная Метеорологическая Организация (ВМО), Женева, Швейцария

E-mail: kostadini@mail.ru

Несмотря на то, что количество, к примеру, любительских автоматических метеорологических станций в европейских столицах, передающих в режиме реального времени погоду в точке наблюдения исчисляется тысячами единиц, к настоящему моменту современная климатология обладает крайне скудной информацией о микроклиматических особенностях городов, расположенных за полярным кругом. До начала XXI века имелись лишь единичные исследования, проведенных на Аляске и показавших существование в зимнее время мощных островов тепла в относительно небольших городах Барроу и Фэрбанксе. (Мягеев и др., 1999). Можно ожидать, что в более крупных городах с более плотной застройкой данный эффект будет значительно сильнее. В связи с этим была сформирована основная задача проекта UHIARC (Urban Heat Island Arctic Research Campaign): провести экспери-

ментальное исследование микроклимата в крупных городах севера России (к текущему моменту имеются измерения в Апатитах, Воркуте, Мурманске, Норильске, Надыме, Салехарде и Новом Уренгое), а также установить постоянные системы наблюдений для сбора климатологической информации о городском острове тепла, повторяемости приземных инверсий и их пространственной неоднородности.

Данные работы продолжаются уже с 2013 года, к настоящему моменту уже получены первые результаты. К 2014 году впервые в истории Норильска, Воркуты, Мурманска и Апатит были измерены пространственные характеристики городского острова тепла для соответствующих синоптических условий. Так в Норильске и в Апатитах разница температур между центром города и окрестностями доходит до 5-7 градусов, в Мурманске и Воркуте различия получились более сглаженными.

Более подробный анализ термической неоднородности в Апатитах с привлечением результатов численных экспериментов, проведенных с использованием региональной климатической модели COSMO-CLM, сопряженной со специализированной субмоделью городской подстилающей поверхности, показал приблизительно равный вклад влияния рельефа и городского острова тепла в формирование зимней температурной аномалии (Varentsov et al., 2018). Согласно предварительным результатам, подобные фундаментальные исследования теоретически могут иметь и прикладной эффект.

С 2015 года в Апатитах, Надыме и Салехарде проводится пилотный эксперимент по непрерывному измерению характеристик городского острова тепла, итогом которого уже стали данные о сезонной климатологии явления. Среднее значение термической аномалии в зимний период, например в Надыме составляет порядка 1°C (Konstantinov et al., 2018).

В зимнем сезоне 2018-2019 году в Апатитах и Надыме сеть была укомплектована комплектов датчиков для регистрации мощности приземных температурных инверсий на основе датчиков Нобо (Рис.1), а также были впервые проведено зондирование нижнего 100-метрового слоя атмосферы с помощью измерительной системы, установленной на квадрокоптере.

Для оценки перспективности квадрокоптерных измерений в рамках сети UHIARC в зимнюю кампанию 2018-2019 было проведено прямое сравнение данных двух квадрокоптеров системы DJI Phantom 4 Pro, оборудованных датчиками температуры iMet-XQ и термокосы с датчиками iButton, прикрепленными через каждые 10 м.

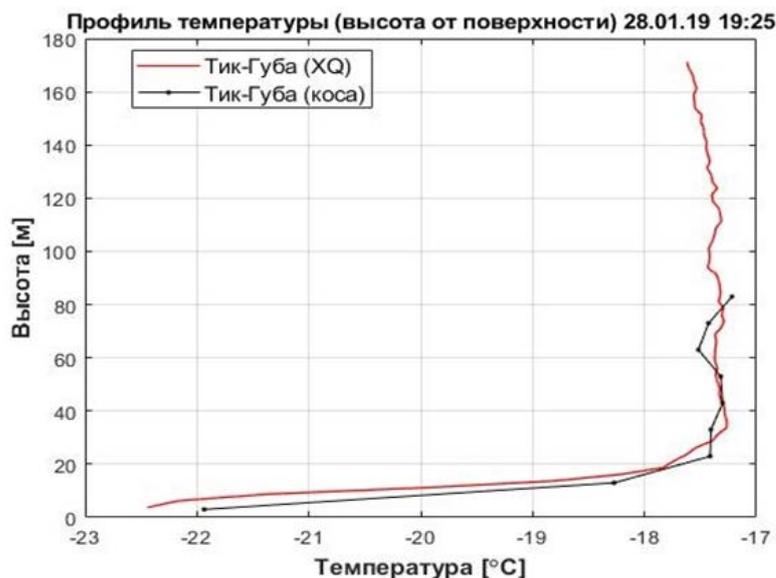


Рис. 1. Результаты вертикального зондирования в поселке Тик-Губа (окрестности г. Апатиты).

Красной линией обозначены измерения, выполненные при помощи квадрокоптера, черной – измерения при помощи термокосы. На графике видно, что в первых 20-30 метрах наблюдается инверсия мощностью 4,5 (по данным термокосы) – 5,5 (по данным квадрокоптера) градусов. Далее, примерно до 120 метров наблюдается изотермия, затем сменяющаяся падением температуры с высотой.

Профиль квадрокоптерных измерений более гладкий, что связано с разной непрерывностью измерений (датчик квадрокоптера измерял температуру раз в минуту во время подъема, а датчики термокосы – на определенных уровнях, уже после подъема термокосы). Однако разница между двумя профилями небольшая и не составляет более 0,5 градуса по температуре и более 3-4 метров по высоте. Предварительные результаты показали в районе г.Апатиты пространственную неоднородность мощности инверсии, по-видимому, в основном связанную с влиянием города (отепляющего влияния городской застройки: острова тепла).

Проанализированное соотношение между мощностями приземных инверсий в городе и фоновой зоне на примере городов Надым и Апатиты показывает однозначное преобладание условий с приземной инверсией температуры в фоновой территории и размывание и ослабление последней в центре города.

Для оценки условий теплового комфорта в городах Арктического региона были выбраны наиболее распространённые и физиологически обоснованные биоклиматические индексы комфортности среды. физиологически - эквивалентная температура (PET) и UTCI - универсальный индекс теплового комфорта Анализ долговременных трендов, например в Надыме показал неоднородную скорость изменения таких индексов за последние годы, по сравнению с ростом среднегодовой температуры.



Рис.2. Градиентная мачта для регистрации приземных температурных инверсий в аэропорту г. Надым.

Для оценки условий теплового комфорта в городах Арктического региона были выбраны наиболее распространённые и физиологически обоснованные биоклиматические индексы комфортности среды. физиологически - эквивалентная температура (PET) и UTCI - универсальный индекс теплового комфорта Анализ долговременных трендов, например в Надыме показал неоднородную скорость изменения таких индексов за последние годы, по сравнению с ростом среднегодовой температуры.

Работа была выполнена при поддержке грантов РФФИ №18-05-60146 (в части исследования условий термического комфорта) и 18-05-60126 "Арктика" (в части исследования климатологии приземных инверсий).

Литература:

1. Magee N., Curtis J., Wendler G., *The Urban Heat Island Effect at Fairbanks, Alaska// Theor. Appl. Climatol.* 1999. V. 64, pp 39-47
2. Pavel Konstantinov, Mikhail Varentsov, and Igor Esau. *A high density urban temperature network deployed in several cities of Eurasian Arctic. Environmental Research Letters*, 13(7), 2018. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aacb84>
3. Varentsov, M., Konstantinov, P., Baklanov, A., Esau, I., Miles, V., and Davy, R.: *Anthropogenic and natural drivers of a strong winter urban heat island in a typical Arctic city, Atmos. Chem. Phys.*, 18, 17573-17587, <https://doi.org/10.5194/acp-18-17573-2018>, 2018

Regional photochemical sources of tropospheric ozone in Siberia and ETR

Shtabkin Y.A., Moiseenko K.B., Skorokhod A.I., Berezina E.V.

A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia
E-mail: yuryshtabkin@gmail.com

Air transport from industrial regions of Northern Eurasia (Europe and southern Siberia) and the associated plume of polluted air traced in the surface CO field has significant effect on the background tropospheric photochemical system, including ozone generation in the mid-latitude lower troposphere of the North Eurasia. Such impact of upwind sources of atmospheric contamination is clearly seen, as an example, in the ZOTTO Tall Tower observation data showing synoptic time scale increase in CO, NO_x and O₃ concentrations as air masses move from industrial areas of Ural and southern Siberia.

Using GEOS-Chem chemical transport model, we conduct a series of numerical experiments to assess the impact of anthropogenic NO_x and biogenic volatile organic compounds (VOC) emissions on surface ozone production efficiency as well as total ozone production under various emission scenarios. We show that anthro-

pogenic NO_x emissions, being a major precursor for ozone formation, contribute up to 20 ppbv of ozone (~50% of background concentrations) on the primary dispersal axis of across-continent plume of polluted air. In the cold season, anthropogenic NO_x emissions are responsible for 10 ppbv of ozone depleting due to titration of ozone by NO under low sun light conditions. Hence, the primary contribution of local anthropogenic pollution sources and regional biogenic VOC emissions compared to long-range air transport from Western Europe is evidenced for the most part of the mid-latitude of Northern Eurasia.

This work was supported by the Russian Foundation for Basic Research under grant №18-35-20031.

Региональные фотохимические источники тропосферного озона в Сибири и на ЕТР

Штабкин Ю.А., Моисеенко К.Б., Скороход А.И., Березина Е.В.

Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова РАН, Москва, Россия
E-mail: yuryshabkin@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ

Обширные данные наблюдений и результаты численного моделирования показывают, что воздействие атмосферных выбросов фотохимически активных соединений на состав воздуха в высокоиндустриальных регионах имеет существенно нелокальный характер и во многих случаях прослеживается на региональном и трансконтинентальном масштабах [1]. Характерными примерами такого влияния являются крупномасштабные шлейфы загрязненного воздуха от индустриальных районов Юго-Восточной Азии, Северной Америки и Европы, устанавливаемые по данным спутникового мониторинга, самолетных наблюдений трассерных (долгоживущих) соединений (CO , NO_x , ряда органических соединений) в ходе измерительных кампаний и результатам численного моделирования. Для многих районов Северной Евразии значительный интерес с точки зрения влияния на фоновую (антропогенно невозмущенную) тропосферную ФХС, представляют индустриальные регионы Западной Европы, Европейской территории России (ЕТР) и юга Сибири и связанный с ними шлейф загрязненного воздуха, прослеживаемый в приземных полях CO и O_3 в средних широтах вплоть до $\sim 120^\circ$ в.д. [2,3]. Влияние «наветренных» индустриальных регионов на химический состав воздуха в удаленных районах Сибири отчетливо проявляется, например, в данных наблюдений на фоновой наблюдательной станции ZOTTO (60.8° с.ш., 89.4° в.д.) в виде сезонного колебания содержания CO (с максимумом ~ 200 ppbv в конце зимы и минимумом ~ 90 ppbv в середине лета), а также кратковременных эпизодов повышенных концентраций CO , O_3 и NO_x при адвекции антропогенно загрязненного воздуха от источников на юге Сибири [1,2].

Количественные оценки вклада региональных и удаленных источников атмосферного загрязнения в региональный баланс приземного озона могут быть выполнены с привлечением транспортно-химических моделей (ТХМ) при задании реалистичных полей эмиссий. Несмотря на очевидную актуальность подобных исследований, надежные количественные оценки роли регионального и дальнего переноса в балансе приземного озона в регионах России, характеризующихся повышенной антропогенной нагрузкой, в настоящее время практически отсутствуют.

МОДЕЛЬ GEOS-CHEM

Модель GEOS-Chem (<http://acmg.seas.harvard.edu/geos/>, использована версия 11-02) – численная эйлерова глобальная транспортно-химическая модель состава атмосферы, учитывающая все основные природные и антропогенные источники и стоки химически активных газов и аэрозолей. Метеорологические поля и данные о подстилающей поверхности с временным разрешением 1 (двумерные поля), 3 и 6 (трехмерные поля) часов берутся из системы глобальной ассимиляции данных MERRA-2 и репроецируются на расчетную сетку модели. При проведении численных экспериментов с помощью транспортно-химической модели GEOS-Chem использовалась горизонтальная сетка $4^\circ \times 5^\circ$ [2]. Расчёты химической эволюции проводились в стандартном режиме “ $\text{NO}_x\text{-O}_x\text{-hydrocarbon-aerosol}$ ” (т.н. режим “полной химии” для тропосферы, 236 реакций, шаг по времени 60 мин.) учитывающем в общей сложности 66 индикаторных соединений (трассеров), для которых решаются уравнения переноса на сфере (шаг по времени 30 мин.). Рассчитанные среднемесячные величины приземного содержания озона основываются на средних дневных (12:00 – 18:00) значениях, так как последние наиболее репрезентативны в нижней тропосфере.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ ПРИЗЕМНОГО ОЗОНА

Количественные оценки чувствительности приземной концентрации озона к природным и антропогенным эмиссиям были выполнены на основе регионального подхода [1,2], при этом был определен макрорегион, включающий в себя европейскую территорию России, центральную Сибирь и Европу (Рис. 1). Для обозначенного макрорегиона были выделены антропогенные (NO_x) и биогенные (окисленные биогенных ЛОС) эмиссии. Для любой географической точки атмосферный отклик (далее – АО) на эмиссии при заданном сценарии рассчитывался как разность между концентрацией $\chi(\text{O}_3)_0$ (ppbv), полученной из базового модельного расчёта, в котором учитываются полные эмиссии, и концентрацией, рассчитанной моделью при изменении эмиссий в соответствии с используемым сценарием, $\chi(\text{O}_3)$:

$$\text{АО} = \chi(\text{O}_3)_0 - \chi(\text{O}_3)_c \text{ (ppbv)}. (1)$$

Были рассчитаны среднемесячные поля АО за 2007 – 2012 гг., при этом используемые сценарии предполагали последовательное уменьшение антропогенных и биогенных эмиссий на 50% и на 100% относительно величин, принятых в базовом модельном расчёте (NO_x – база данных EDGAR, ЛОС – модель биогенных эмиссий MEGAN). Сравнительный анализ величин АО_{O_3} проводился для Северной Евразии в целом. Средние величины АО_{O_3} для рассматриваемого региона приведены в Таблице 1 и на Рис. 2, соответственно.

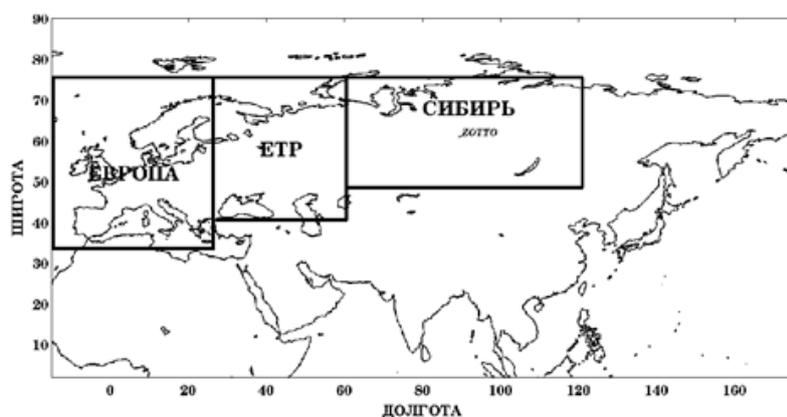


Рис. 1. Географические районы, выбранные для расчетов АО: ЕТР – Европейская Территория России (41–75° N, 27–60° E), Сибирь (49–75° N, 60–120° E), Европа (35–75° N, -15–27° E).

Наибольшие значения АО_{O_3} на ЕТР и в Сибири приходятся на широтный пояс 50–55° с.ш. и имеют, таким образом, отчетливо выраженную пространственную привязку к оси шлейфа CO , формируемого региональными антропогенными источниками [1].

Таблица 1. Средние значения величины атмосферного отклика (АО_{O_3}) на оси континентального шлейфа (50–55° N) загрязнений в отдельных регионах за 2007–2012 гг. при различных сценариях эмиссий NO_x и ЛОС в макрорегионе Евразия (ЗЕ, ЕТР, Сибирь) (см. Рис.2). Величина δ характеризует относительное уменьшение суммарной эмиссии NO_x или ЛОС в макрорегионе в % от фактической величины, использованной в базовом расчёте. В скобках даны соответствующие значения АО_{O_3} при уменьшении на 100% эмиссий NO_x в регионе Западная Европа (ЗЕ). Во втором столбце (сценарий $\delta\text{NO}_x=0\%$, $\delta\text{ЛОС}=0\%$) приведены средние концентрации фонового приземного озона $[\text{O}_3]$ на оси шлейфа в базовом расчёте.

Июнь – август									
	$\delta \text{NO}_x = 0 \%$			$\delta \text{NO}_x = 50 \%$			$\delta \text{NO}_x = 100 \%$		
	$\delta \text{БЛОС}, \%$			$\delta \text{БЛОС}, \%$			$\delta \text{БЛОС}, \%$		
Регион	0	50	100	0	50	100	0	50	100
ЗЕ	60.3	2.6	6.4	3.8	5.7	8.6	10.2 (10.6)	11.3	13.1
ЕТР	52.4	2.5	6.2	3.5	5.4	8.4	8.8 (2.3)	10.1	12.2
Сибирь	51.4	1.6	4.3	2.7	3.9	6.1	6.7 (0.3)	7.4	9.0
Декабрь – февраль									
	$\delta \text{NO}_x = 0 \%$			$\delta \text{NO}_x = 50 \%$			$\delta \text{NO}_x = 100 \%$		
	$\delta \text{БЛОС}, \%$			$\delta \text{БЛОС}, \%$			$\delta \text{БЛОС}, \%$		
Регион	0	50	100	0	50	100	0	50	100
ЗЕ	34.5	0.1	0.2	-1.6	-1.5	-1.4	-1.6 (-1.1)	-1.6	-1.5
ЕТР	18.7	0.1	0.1	-4.5	-4.4	-4.3	-9.1 (-0.4)	-9.1	-9.0
Сибирь	29.8	0.1	0.1	-2.4	-2.4	-2.3	-4.6 (0.1)	-4.5	-4.4

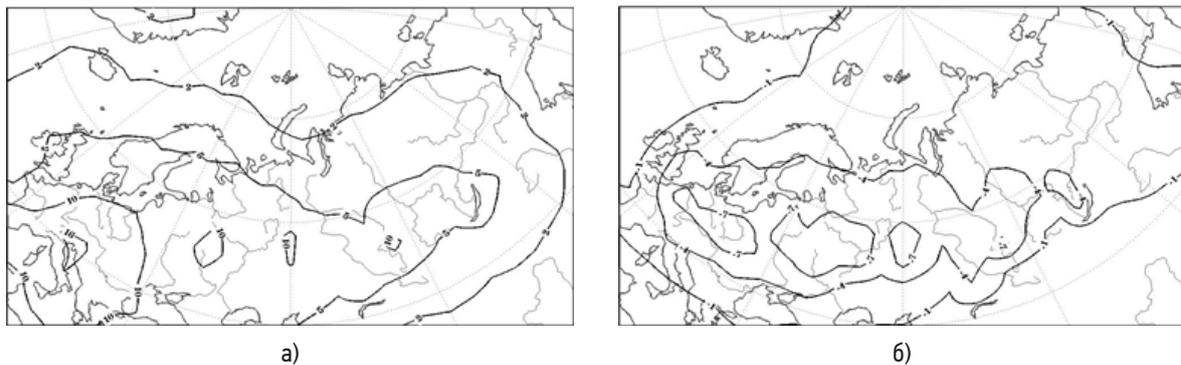


Рис.2. Средние за летние (а) и зимние (б) месяцы 2007–2012 гг. поля AO_3 при уменьшении на 100% эмиссий NO_x в макрорегионе Евразия.

Для оценки влияния дальнего переноса из Западной Европы на поле озона на ЕТР и в Сибири был также проведен расчет с уменьшенными на 100% эмиссиями NO_x в Западной Европе (Рис.3). Сравнительный анализ рис.2 и 3 позволяет сделать вывод об ограниченном влиянии региональных эмиссий NO_x , при характерном времени жизни окислов азота в нижней тропосфере порядка 1–2 суток.

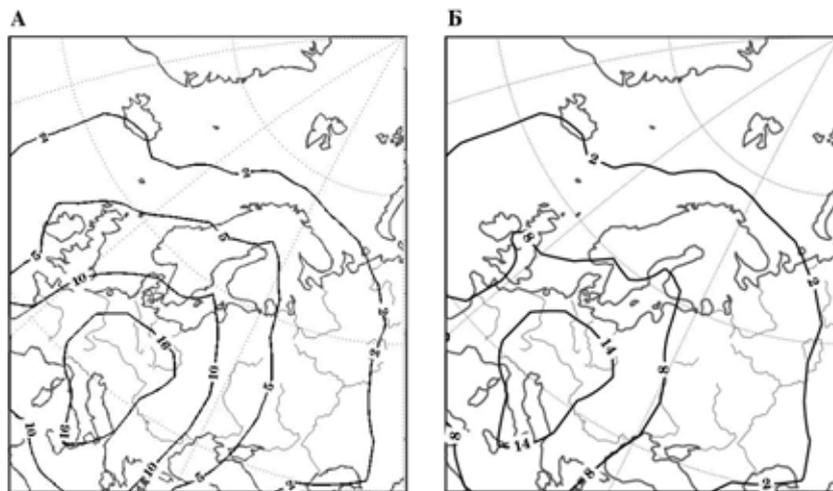


Рис.3. Средние за летние (а) и зимние (б) месяцы 2007–2012 гг. поля AO_3 при уменьшении на 100% эмиссий NO_x в регионе Западная Европа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как следует из полученных результатов, антропогенные эмиссии NO_x вносят определяющий вклад в фотохимическую наработку озона (по сравнению с биогенными ЛОС), величина которого закономерно уменьшается при смещении к востоку ввиду общего уменьшения объемов антропогенных выбросов NO_x в Сибири и на ЕТР по сравнению с Западной Европой. Значимый эффект от эмиссий NO_x в поле приземного озона на уровне $AO_3=5-10$ ppbv (или 15–30 % относительно средней концентрации приземного озона в летние месяцы, на уровне 35 ppbv), прослеживается в средних широтах до ~110–130° в.д., охватывая значительную часть Восточной Сибири. При этом определяющую роль играют региональные эмиссии, влияние дальнего переноса от источников загрязнений в Европе на ФХС в подветренных областях в целом имеет сильно ограниченный характер и практически не прослеживается к востоку дальше Уральских гор (60° в.д.).

Работа была выполнена при финансовой поддержке по гранту РФФИ №18-35-20031.

Литература:

1. Vasileva A.V., Moiseenko K.B., Mayer J.-C., Jurgens N., Panov A., Heimann M., Andreae M.O. Assessment of the regional atmospheric impact of wildfire emissions based on CO observations at the ZOTTO tall tower station in central Siberia // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. № D07301. doi:10.1029/2010JD014571.
2. Штабкин Ю.А., Моисеенко К.Б., Скороход А.И., Васильева А.В., Хайманн М. Источники и вариации тропосферного CO в Центральной Сибири: численные эксперименты и наблюдения на высотной мачте ZOTTO // *Изв. РАН. Физика Атмосферы и океана.* 2016. Т. 52. № 1. С. 1–13.
3. Моисеенко К.Б., Штабкин Ю.А., Березина Е.В., Скороход А.И. Региональные фотохимические источники приземного озона в Европе и западной Сибири // *Известия РАН. Физика Атмосферы и Океана.* 2018. Т. 54. № 6. С. 645–658.

Verification of temperature and humidity conditions of mineral soils in the active layer model

^{1,2}Bogomolov V., ^{1,3}Dyukarev E., ^{2,4}Stepanenko V., ⁵Volodin E.

¹ Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

² Research Computing Center, Moscow State University, Moscow, Russia

³ Yugra State University, Khanty-Mansiysk, Russia

⁴ Faculty of Geography, Moscow State University, Moscow, Russia

⁵ Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

Detailed monitoring of the temperature of the soil layer provides a unique experimental material for studying the complex processes of heat transfer from the surface layer of the atmosphere to soils. According to the data of autonomous devices of air temperature, it was found that within each key area there are no significant differences between the observation sites. According to the annual (2011-2018) observations of the temperature regime of the soil and ground, it has been found that the microclimatic specificity of bog ecosystems is clearly manifested in the characteristics of the daily and annual variations in soil temperature. A regression model describing the change in the maximum freezing depth during the winter has been proposed, using air temperature, snow depth and bog water level as predictors. The effects of BWL and snow cover have similar values, which indicates an approximately equal contribution of BWL variations and snow depth to changes in freezing. The thickness of the seasonally frozen layer at all sites is 20-60 cm and the maximum freezing of the peat layer is reached in February-March. Degradation of the seasonally frozen layer occurs both from above and below.

It was found that similar bog ecosystems in different bog massifs have significantly different temperature regimes. The peat stratum of northern bogs can be both warmer (in winter) and colder (in summer) in comparison with bogs, located 520 km to the south and 860 km to the west.

Верификация температурного и влажностного режима болотных и минеральных почв в модели деятельного слоя

^{1,2}Богомолов В.Ю., ^{1,3}Дюкарев Е., ^{2,4}Степаненко В.М., ⁵Володин Е.М.

¹ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

² Научно-исследовательский вычислительный центр МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия

³ Югорский государственный университет, Ханты-Мансийск, Россия

⁴ Географический факультет МГУ имени М.В.Ломоносова, Москва, Россия

⁵ Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия

Детальный мониторинг температуры почвенного слоя предоставляет уникальный экспериментальный материал для изучения сложных процессов передачи тепла от приземного слоя атмосферы в почвогрунты. По данным автономных измерителей температуры воздуха получено, что в рамках каждого ключевого участка значимые разности между пунктами наблюдений отсутствуют. По данным многолетних (2011-2018 гг.) наблюдений за температурным режимом почвогрунтов получено, что микроклиматическая специфика болотных экосистем ярко проявляется в особенностях суточного и годового хода температуры почвы. Предложена регрессионная модель описывающая изменение максимальной за зиму глубины промерзания, использующая в качестве предикторов температуру воздуха, высоту снежного покрова и уровень болотных вод. Влияние УБВ и снежного покрова, имеют близкие значения, что говорит о приблизительно равном вкладе вариаций УБВ и высоты снега в изменения промерзания. Толщина сезонно-мерзлого слоя на всех площадках составляет 20-60 см и максимально промерзание торфяной толщи достигается в феврале-марте. Деградация сезонно-мерзлого слоя происходит как сверху, так и снизу.

Получено, что схожие болотные экосистемы на различных болотных массивах имеют существенно различающиеся температурные режимы. Торфяная толща северных болот может быть, как теплее (зимой), так и холоднее (летом) болот, расположенных на 520 км южнее и 860 км западнее.

Болотные экосистемы играют значительную роль в глобальном круговороте углерода, являясь источниками и стоками парниковых газов. На территории Западной Сибири болота занимают свыше 36 % площади. Согласно оценкам МГЭИК, эмиссия метана из естественных болот составляет 61-82% от



всех природных источников метана. Интенсивность потоков парниковых газов управляется гидрологическим и термическим режимом торфяной залежи. Повышение приземной температуры воздуха и снижение уровня вод вызывает иссушение торфа, повышение температуры и аэрируемости, что способствует росту эмиссии парниковых газов. Определение скорости углеродного обмена между болотами и атмосферой, а также климатических факторов влияющих на углеродный обмен является важной научной задачей. Температурный режим почв является важнейшим фактором управляющим биохимическими процессами в торфяной залежи. Полученные данные послужат материалом для калибровки и верификации моделей тепло-массопереноса в почвогрунтах, позволят количественно оценить тепловое влияние мелиорации и пожаров на болотные экосистемы, послужат основой для реконструкции климата голоцена на территории Западной Сибири. Тепловые режимы торфяных и минеральных почв существенно различаются. Торфяная залежь представляет собой сложную органоминеральную систему, обладающую специфическими свойствами: высокой обводненностью и пористостью, содержанием большого количества малоразложившегося органического вещества. На низких влажных местах с большим количеством органики слабая теплопроводность часто провоцирует заморозки на поверхности почвы весной и осенью, а сильно заторфованные почвы северных широт способствуют подъему уровня многолетней мерзлоты и продвижению ее в более южные районы. Температуропроводность торфяной залежи болот особенно в период ее промерзания и оттаивания зависит от процессов выделения или поглощения тепла, связанных с фазовыми превращениями воды. Поэтому скорость распространения тепла в залежи определяется величиной эффективного коэффициента температуропроводности.

Мониторинг температуры олиготрофных болотных почв, в период с августа 2014 года по сентябрь 2018 г. позволил исследовать воздействие снижения уровня болотных вод вследствие осушения на температурный режим шести олиготрофных облесенных болот.

Предложена регрессионная модель описывающая изменение максимальной за зиму глубины промерзания, использующая в качестве предикторов температуру воздуха, высоту снежного покрова и уровень болотных вод. Сравнительный анализ данных модельных расчетов и результатов наблюдений показал, что стандартная ошибка модели по модулю составила 2,4 см, оправданность модели 6,5 %. Наибольшая ошибка не превышает 5 см. Влияние УБВ и снежного покрова, имеют близкие значения, что говорит о приблизительно равном вкладе вариаций УБВ и высоты снега в изменения промерзания. Падение УБВ на 12 см или уменьшение высоты снега на 10 см оказывает охлаждающее воздействие на торфяную толщу аналогичное уменьшению средней температуры зимних месяцев на 1 °С и вызывающее увеличение глубины промерзания на 2 см. По данным многолетних (2011-2018 гг) наблюдений за температурным режимом почвогрунтов олиготрофного болота «Бакчарское» получено, что микроклиматическая специфика болотных экосистем ярко проявляется в особенностях суточного и годового хода температуры почвы. Торфяные почвы холоднее минеральных на 8-10 °С в теплое время и теплее их на 1-3 оС в холодное время года. Было установлено, что в теплый период болота с низким уровнем болотных вод холоднее болот с высоким УБВ. В холодный период – наоборот: обводненные топи холоднее рямов. Предложенная регрессионная модель позволяет прогнозировать максимальную глубину промерзания, используя данные о максимальной высоте снега и средней за зиму температуре воздуха. Тепловые режимы торфяных и минеральных почв существенно различаются.

Для моделирования температурного режима минеральных почв и болотных экосистем была использованная изменённая модель деятельного слоя. По состоянию на текущий момент, в модели деятельного слоя ИВМ РАН суша подразделяется на 5 типов поверхности – растительность, открытая почва, водоемы, снег и слой перехваченной влаги (капли дождя, оставшиеся на листьях, поверхностная пленка влаги на почве и т.п.). Ячейки суши может включать в себя различные типы в разных пропорциях, которые зависят от времени. Различия в типах поверхности заключаются в вариациях основного алгоритма при расчете температуры поверхности, а также в значениях следующих характеристик: - уровень шероховатости; - влажность воздуха у поверхности; - сопротивление поверхности испарению; Географические различия в модели для ячеек суши: доля растительности разного типа, открытой почвы и водоемов в покрытии ячейки; доля песка и глины в почвах; глубина водоемов. Распределение типов поверхности, температуры поверхности океана представляется для каждого из 12 месяцев, альбедо бесснежной поверхности – для января, апреля, июля и октября. Состояние деятельного слоя в модели ИВМ РАН характеризуется десятью величинами. В качестве начальных условий переменных используются поля значений, являющиеся внешними параметрами модели деятельного слоя.

В почве рассматриваются частицы трех фракций – песчаной, илистой и глинистой. Полученные данные характеризуют гранулометрический состав почвенной толщи в целом, однако предполагается, что илстая фракция соответствует органическому веществу почвы и концентрируется в верхних слоях модели до уровня 70 см. То есть, по сути, в модели отсутствует такой тип как биомасса соответствующая в частности торфяным залежам. А данное линейное распределение по глубине даже примерно не отражает действительность. По этой причине в модель в деятельный слой модели ИВМ РАН были интегрированы новые данные как по карте распределению типов суши, так и фракционное распределения почв по глубине. При этом был создан пакет программ, позволяющий из исходных баз с разрешение в 1

км. Получать необходимые карты с нужным разрешением в зависимости от климатического или метеорологического численного эксперимента. Исходные данные представляют собой базы из проекта ECOCLIMAP <https://opensource.umr-cnrm.fr/projects/ecoclimap/wiki>. Данный проект представляет собой набор баз данных с разрешением 1 км, которые включают классификацию экосистем и согласованный набор параметров земной поверхности, которые в первую очередь являются обязательными при метеорологическом моделировании (в частности, индекс площади листа и альбедо). А именно нами была использована база данных ECOCLIMAP-I (Faroux 2013) – это глобальная база данных, которую можно использовать для инициализации схем передачи почва-растительность-атмосфера (SVAT) в метеорологических и климатических моделях (во всех горизонтальных масштабах). Полученные цифровые карты позволили, проводить мезомасштабные численные эксперименты с моделью деятельного слоя ИВМ РАН с изучением роли болотных экосистем на территории Западной сибирской низменности и значительно изменить моделирование климатических характеристик в приземном слое на уровне экспериментов с глобальной климатической моделью. Структура почвы в модели представлена следующим образом: S – снежный покров – временный слой. C – catotelm. – торфяная толща в обычном понимании – насыщенные водой слои растительных остатков, медленно разлагающиеся в анаэробных условиях. На границе A и C расположен гидрохимический барьер где всякие биохимические процессы интенсифицируются колоссально. Уровень болотных вод большую часть времени находится на этой границе (граница появилась, поскольку мелкие колебания УБВ и способствуют ее формированию). MS – минеральная почва. Грунты, подстилающие болото и в общем случае являющиеся водоупором. Такое разделение на слои подойдет для описания олиготрофных болот, от 8 см до 1.5 метров идет торф. От 1.5 до 10 м – подстилающие грунты – глина. Низкий рям (LR) и высокий рям (TR) = сосново-кустарничково-сфагновое болото имеют такую же структуру торфяной залежи, за некоторыми отличиями – мощность аэрируемого слоя у них больше, а толщина торфа – меньше. В высоком рьяме всего 1 метр. Ну и как предельный случай – F – лесная почва не на болоте. В данном случае моховой слой отсутствует. В верхнем слое содержание органики постоянное и большое (горизонт A), во втором слое - содержание органики с глубиной должно падать до нуля (горизонт B). Третий слой – подстилающие почвогрунты (горизонт C).

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №18-05-00306.

Соотношение эмиссий метана от болот и наиболее экстремальных пожаров в Западной Сибири на основе данных MACC/CAMS и GFED

¹ Антохина О.Ю., ¹ Антохин П.Н., ^{2,3} Мартынова Ю.В.

¹ Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия

² Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

³ Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, Новосибирск, Россия

E-mail: olgayumarchenko@gmail.com, apn@iao.ru

Метан является важным парниковым газом, и его концентрация в атмосфере почти утроилась с доиндустриальных времен. Скорость роста метана в атмосфере определяется балансом между поверхностными эмиссиями и фотохимическим разрушением при реакции с гидроксил радикалом [1]. Северная часть Евразии является важным источником метана из-за наличия обширных болот и частых лесных пожаров. Оценка мощности обоих этих источников всегда была очень необходима для составления глобального баланса метана. Например, в статье [5], оценены эмиссии метана в результате лесных пожаров в Северо-Восточной Евразии за 2000–2011 годы и по сравнению с эмиссиями метана от болот. Оказалось, что эмиссии от пожаров добавляют в среднем порядка 5-15% от болотной эмиссии. Однако мы предполагаем, что максимальные эмиссии метана от пожаров в северной части Евразии связаны с атмосферным блокированием [6]. Поэтому ключевым фактором является формирование блокировок в наиболее значимых регионах с точки зрения распространения лесов. В зависимости от сценария развития блокирования в летний период соотношение эмиссий метана от болот (БЭ) и от пожаров (ЛПЭ) может сильно различаться. В работе мы ставим своей целью продемонстрировать важную роль блокирования атмосферы в Западной Сибири (ЗС) как основной причины возникновения крупных лесных пожаров и рассчитать соотношение ЛПЭ, сопровождающих события блокирования и БЭ.

В работе использованы данные ECMWF Era-Interim [8], GFED (Global Fire Emissions Database) [14] and CAMS GFAS (Global Fire Assimilation System) [15], MACC-III greenhouse gases inversions, v10_an [16]. Для определения блокирования использованы результаты работ [6,12], критерий, разработанный в

работах [9-11] – Южный градиент геопотенциала (GHGS), а также потенциальная температура на динамической тропопаузе (PV- Θ).

Было показано, что максимальные ЛПЭ в ЗС (2005, 2006, 2007, 2010, 2011, 2012 и 2013) наблюдались на фоне блокирующих процессов в атмосфере. Однако в работе подчеркивается, что между началом блокирования (а зачастую и всем периодом блокирования) существует небольшой сдвиг 3-6 дней. Синоптический анализ возникновения, стационарирования и разрушения отдельных блокингов, а также очагов эмиссии метана от пожаров, позволили сформулировать две основные причины наличия сдвига. Первая довольно очевидна и связана с тем, что засушливость достигает своих максимальных значений в середине периода блокирования. Вторая причина менее очевидна и связана с динамикой гребней высокого давления над Западной и Восточной Сибирью. Максимальная эмиссия от пожаров зачастую фиксируется при смещении блокинга (или гребня) с Западной на Восточную Сибирь.

Сравнение ЛПЭ в периоды блокирование по данным GFAS и GFED показало, что за исключением 2010 года ЛПЭ по данным GFAS значительно выше. По данным GFED, средняя ЛПЭ в периоды блокингов за все годы составляет всего 14,2% от БЭ (максимальная эмиссия составляет 35% (2012 г.), минимальная - 2,2% (2007 г.)). По данным GFAS, средняя эмиссия за составляет 38,1% от БЭ (максимальная эмиссия составляет 127,4% (2012 г.), минимальная – 6,1% (2010 г.) от WE).

Ratio of methane emissions from wetlands and the most extreme fires in Western Siberia based on MACC / CAMS and GFED data

¹Antokhina O.Yu., ¹Antokhin P.N., ^{2,3}Martynova Yu.V.

¹ V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia

² Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

³ Siberian Regional Hydrometeorological Research Institute, Russia, Novosibirsk, Russia

E-mail: olgayumarchenko@gmail.com, apn@iao.ru

1. INTRODUCTION

Methane is an important greenhouse gas, and its atmospheric concentration has nearly tripled since pre-industrial times. The growth rate of atmospheric methane is determined by the balance between surface emissions and photochemical destruction by the hydroxyl radical [1]. The past three decades have seen prolonged periods of increasing atmospheric methane, but the growth rate slowed in the 1990s, and from 1999 to 2006, the methane burden (that is, the total amount of methane in the air) was nearly constant. Yet strong growth resumed in 2007. The reasons for these observed changes remain poorly understood because of limited knowledge of what controls the global methane budget [2]. Early in [3] was showed the increased growth rate during 1998 corresponds to an increase in the imbalance between CH₄ sources and sinks equal to -24 Tg CH₄, the largest perturbation observed in 16 years of measurements. Authors [3] suggest that wetland and boreal biomass burning sources may have contributed to the anomaly. Later in [4] authors demonstrated the anomalously high flux was observed in June and July 2007 in West Siberian Lowland. Thus, north part of Eurasia is an important source of methane, due to extensive wetlands and wildfires. Estimation of the power of both these sources has always been very necessary for compiling a global methane balance. For example in paper [5] authors estimates of methane wildfire emissions from Northeast Eurasia for years 2000-2011 and compared to the methane wetland emissions reported in literature, it turn out the wildfire add about 5-20%. However we suppose that the maxima methane emissions from biomass burning in north part of Eurasia link to atmospheric blocking [6]. Therefore, the key factor is the formation of blockings in the most significant regions in terms of biomass density in the summer season. Depending on the development scenario of blocking during the summer period, the ratio of methane emissions from wetlands and from biomass burning (RWBB) can vary greatly. Of course the blocking changes in the future may have an ambiguous effect on the ratio of RWBBs. And as the analysis of some recent blocking events shows [7], it is important not only the change in the frequency of blocking, but also their configuration. However, an analysis of such nuances is still to come. In present work our goals to demonstrate importance role of atmospheric blocking in Western Siberia (WS) as a driving forces of wildfires and calculate to the ratio of methane emission from wildfires accompanied to blocking events and the wetland emission.

2. DATA AND METHODS

Atmospheric data used in this study are from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts ECMWF Era-Interim [8]. The spatial and time resolution is 2.5×2.5 and 12 UTC. In this work we used the

blocking periods obtained in [6] for 2005-2013. To clarify the period and position of blocking events, we use a GHGS (geopotential height – gradient south) criterion is developed in works [9-11]. We use GHGS with the fix blocking latitude (φ_{fix}) and flexible blocking latitude (φ_{flex}) according [12]. The flexible latitude was used only for some of the periods. The GHGS criterion was used for determine blocking dates in 2016.

$$GHGS = \frac{Z(\varphi_0) - Z(\varphi_s)}{\varphi_0 - \varphi_s},$$

where Z is the 500 hPa geopotential height, for φ_{fix} : $\varphi_0=60^\circ \text{ N} \pm \Delta$, $\varphi_s=40^\circ \text{ N} \pm \Delta$, for φ_{flex} : $\varphi_0=70^\circ \text{ N} \pm \Delta$, $\varphi_s=50^\circ \text{ N} \pm \Delta$ (for Western Siberia). Unlike in [9-10], we took the following values for Δ : $\Delta=-5^\circ, -2.5^\circ, 0^\circ, 2.5^\circ$ or 5° , which were first offered for use in [11]. For clarify the blocking dates we also used the potential temperature on the dynamic tropopause (PV- θ). According to [13] PV- θ is a very good candidate to study the synoptic development of blocking as it is materially conserved in time, providing an excellent tracer for the air masses contributing to blocking formation, and can be inverted to give the balanced component of the flow. In addition the reversal of the meridional gradient PV- θ is associated with Rossby wave-breaking [13]. The determined of blocking dates are showed in table 1.

Table 1. The blocking dates for summer period with the maxima blocking frequency in WS.

Y,m	lon, lat	Block, data	Y,m	lon,lat	Block, data
2005/7	75E, 70-50N 75E, 60-40N	22-28 July 22-28 July	2011/06	75E, 70-50N 75E, 60-40N	1-5 July 3 July
2006/7	70E, 70-50N 70E, 60-40N	10-16 July 10-17 July	2012/6-7	75E, 60-40N	9-16, 21-26 June, 1-5, 18-22 June
2007/7	75E, 70-50N 75E, 60-40N	28 June-7 July, 12-16 July 2-7 July, 12-16 July	2013/7-8	75E, 70-50N 75E, 60-40N	16-25 July 16-28 July
2010/7-8	65E, 60-40N	26 July- 6 Aug	2016/7	75E, 70-50N 75E, 60-40N	14-22 July 17-22 July

We used daily data of methane emission are from GFED (Global Fire Emissions Database) [14, available at: <https://www.globalfiredata.org/>] and CAMS GFAS (Global Fire Assimilation System) [15, available at: <https://apps.ecmwf.int/datasets/data/cams-gfas/>]. The Global Fire Assimilation System (GFASv1.0) calculates biomass burning emissions (BBE) by assimilating Fire Radiative Power (FRP) observations from the MODIS instruments onboard the Terra and Aqua satellites (resolution 0.1×0.1). The Global Fire Emissions Database (GFED4) calculated emission by burned area from the MODIS. For estimate of methane emission from wetland (WE) we use the data from MACC-III greenhouse gases inversions, v10_an based on delayed-mode analysis of the GOSAT satellite and surface observations. Regular updates of global CH₄ flux inversions are provided every 6 months (for period ~7-13 months before real-time). These 'Delayed-Mode' CH₄ inversions use generally both satellite and surface observations. Since beginning 2012, the GOSAT Remote C PROXY v2.0 XCH₄ retrievals are used. The model output from these GOSAT based delayed-mode inversions is available under the MACC version ID v10_an. Further details of the 'Delayed-mode' CH₄ flux inversions are described in [16].

3. RESULT AND CONCUSSIONS

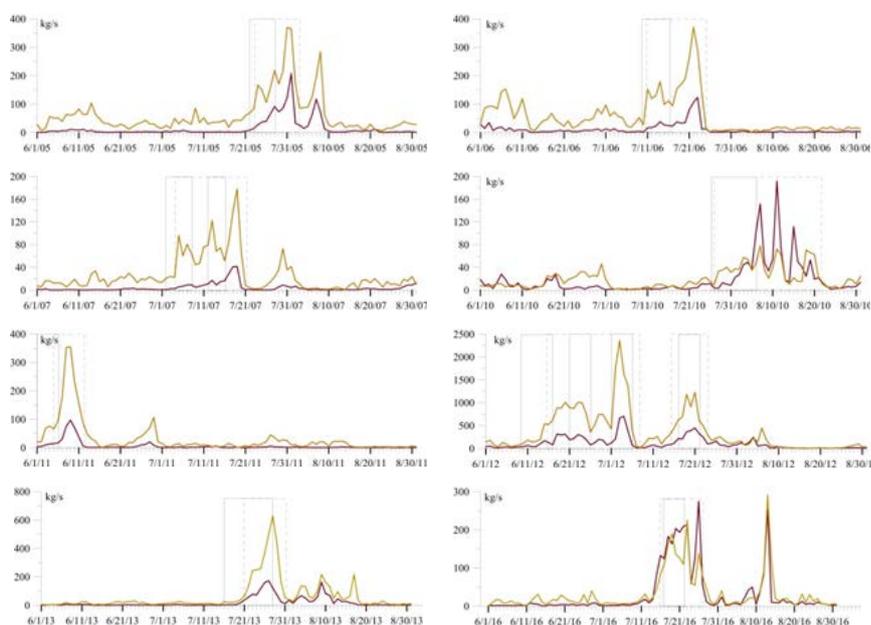


Fig. 1 shows the comparison of BBE from two databases for summertime.

Figure 1. Biomass burning emission during summertime according to GFED and GFAS for 50-70N, 60-90E. Solid line – the blocking periods, dash line – maximum methane emission.

It is clearly visible that the periods of blocking and the periods of maximum BBE coincide, although there is the delay in the growth of emissions relative to the blocking period. We investigated all the events, and have come to the conclusion that this delay was mainly due to the peculiarities of blocking in Western and Eastern Siberia (except for 2010, when the blocking bordered the WS region from the west). In order to demonstrate the reason for the delay, we present fig. 2 which shows methane emission according GFAS, PV- Θ and streamflow at 500 hPa. The case of July 2006 (fig. 2) is the quite typical in term the development blocking and high-pressure ridge in Siberia. Fig. 2 shows the time-longitude diagram of GHGS for July 2006. In fig. 2,3 from 10 to 23 July we can see the following blocking scenario caused the increasing BBE's. The moving of the blocking ridge take place – first we can see Ural-WS blocking (10-16 July), than eastward shifting of blocking ridge (17-19 July) and finally 20-23 July – Eastern Siberia-Russian Far East blocking. The maximum BBE's was observed for third stage. This eastward moving of high-pressure ridge depending on the growth amplitude can be look likes following:

1. WS (WS-Urals) ridge – eastward moving – ES (ES-RFE) blocking
2. WS (WS-Urals) blocking – eastward moving – ES (ES-RFE) ridge
3. WS (WS-Urals) blocking – eastward moving – ES (ES-RFE) blocking

In addition to the above we should note that the inertia of formation of BBE's maximum caused by increasing of anomalous dryness by the end of blocking.

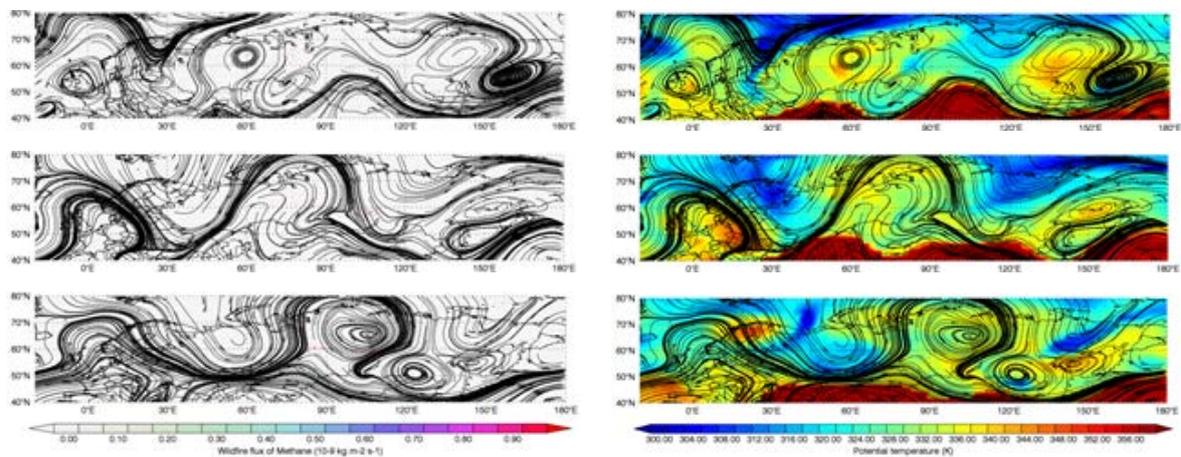


Figure 2. Right panel – BBE, left panel – PV- Θ 15, 19, 22 July 2006 (for both panel showed the streamline at 500 hPa).

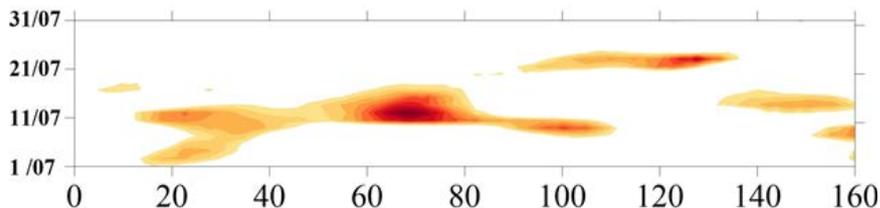


Figure 3. Time-longitude diagram of GHGS (fix latitude) for July 2006.

In table 1 we demonstrate the comparison of BBE's emission for two databases and WE's. First of all we can pay attention for difference between GFAS and GFED data for WS. With the exception of 2010 and 2016, GFAS shows much higher values than GFED. Depending on which of these values will be compared with the WE's, we will get different results. According to GFED the average emission for all years is only 14.2% from WE's (maximum emission is 35% (2012), minimum – 2.2% (2007) from WE's). According to GFAS the average emission for all years is 38.1% from WE's (maximum emission is 127.4% (2012), minimum – 6.1 (2010) % from WE's).

This research was supported by the Russian Foundation for Basic Research (grants no. 17-05-00119 and no. 17-05-00374)

References:

1. Bousquet P, Ciais P, Miller J B, Dlugokencky E J, Hauglustaine D A, Prigent C, Werf G R V D, Peylin P, Brunke E-G, Carouge C, Langenfelds R L, Lathière J, Papa F, Ramonet M, Schmidt M, Steele L P, Tyler S C and White J 2006 Contribution of anthropogenic and natural sources to atmospheric methane variability *Nature* 443 439–43
2. Nisbet E G, Dlugokencky E J and Bousquet P 2014 Methane on the Rise--Again *Science* 343 493–5
3. Dlugokencky E J, Walter B P, Masarie K A, Lang P M and Kasischke E S 2001 Measurements of an anomalous global methane increase during 1998 *Geophysical Research Letters* 28 499–502
4. Sasakawa M, Ito A, Machida T, Tsuda N, Niwa Y, Davydov D, Fofonov A and Arshinov M 2012 Annual variation of CH_4 emissions from the middle taiga in West Siberian Lowland (2005–2009): a case of

- high CH_4 flux and precipitation rate in the summer of 2007 *Tellus B: Chemical and Physical Meteorology* 64 17514 Vasileva A and Moiseenko K 2013 Methane emissions from 2000 to 2011 wildfires in Northeast Eurasia estimated with MODIS burned area data *Atmospheric Environment* 71 115–21
5. Vasileva A and Moiseenko K 2013 Methane emissions from 2000 to 2011 wildfires in Northeast Eurasia estimated with MODIS burned area data *Atmospheric Environment* 71 115–21
 6. Antokhin P.N., Antokhina O.Yu., Arshinov M.Yu., Belan B.D., Davydov D.K., Sklyadneva T.K., Fofonov A.V., Sasakawa M., Machida T Impact of atmospheric blocking in Western Siberia on the change in methane concentration in the summer period 2017 *Optics of the Atmosphere and Ocean* 30(5) 393-403
 7. Sitnov S A and Mokhov I I 2018 Anomalies in the Atmospheric Methane Content over Northern Eurasia in the Summer of 2016 *Doklady Earth Sciences* 480 637–41
 8. Dee D P et al 2011 The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137 553–97
 9. Lejenäs H and Økland H 1983 Characteristics of northern hemisphere blocking as determined from a long time series of observational data *Tellus A* 35A 350–62
 10. Tibaldi S and Molteni F 1990 On the operational predictability of blocking *Tellus A* 42 343–65
 11. Barriopedro D, García-Herrera R, Lupo A R and Hernández E 2006 A Climatology of Northern Hemisphere Blocking *Journal of Climate* 19 1042–63
 12. Antokhina O Y, Antokhin P N, Zorkal'Tseva O S and Devyatova E V 2017 Atmospheric blockings in Western Siberia. Part I. Detection features, objective criteria, and their comparison *Russian Meteorology and Hydrology* 42 644–52
 13. Masato G, Hoskins B J and Woollings T J 2011 Wave-breaking characteristics of midlatitude blocking *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 138 1285–96
 14. Giglio L, Randerson J T and Werf G R V D 2013 Analysis of daily, monthly, and annual burned area using the fourth-generation global fire emissions database (GFED4) *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences* 118 317–28
 15. Kaiser J W, Heil A, Andreae M O, Benedetti A, Chubarova N, Jones L, Morcrette J-J, Razinger M, Schultz M G, Suttie M and Werf G R V D 2011 Biomass burning emissions estimated with a global fire assimilation system based on observed fire radiative power *Biogeosciences Discussions* 8 7339–98
 16. Bergamaschi, P., Segers, A., Scheepmaker, R., Frankenberg, C., Hasekamp, O., Dlugokencky, E., Sweeney, C., Ramonet, M., Tarniewicz, J., Kort, E., and Wofsy, S.: Report on the quality of the inverted CH_4 fluxes, MACC-II Deliverable D_43.3, Tech. rep., available at: <https://atmosphere.copernicus.eu/documents/maccii/deliverables/ghg/>, Joint Research Center, European Commission, 2013b.

Table 1. The ratio of methane emission from wetland and from biomass burning.

Summer (June-August) average total for WS emission from wetland, calculated for 2012, 2013.	Average for period maximum emission (fig. 1) from biomass burning total for Western Siberia.				
	GFAS		GFED		
	Year	kg/s	% of wetland	kg/s	% of wetland
	2005	197.6	28.8	72.4	10.6
	2006	175.9	25.6	42.6	6.2
	2007	83.4	12.1	14.8	2.2
	2010	42.0	6.10	54.0	7.9
	2011	155.6	22.7	34.0	5.0
685 kg/s – 100%	2012/I	872.9	127.4	239.7	35
	2012/II	469.0	68.5	183.5	26.8
	2013	229.7	33.5	73.6	10.7
	2016	123.1	18.0	155.3	22.7
	Mean	261	38.08	96.66	14.12

Calculating scheme of ground freezing depth on basis of data on peculiarities of seasonal snowfalls deposition, snow cower accumulation and temperature variation

Frolov D.M.

Lomonosov Moscow State University, Russia
E-mail: denisfrolov@mail.ru

On basis of the data of winter seasons on snowfalls, thermal regime and peculiarities of snow accumulation regime and according to the calculating scheme with three layer media heat conductivity problem (snow cover, frozen and thawed ground) and with phase transition on the boundary of frozen and unfrozen ground with daily resolution the estimation of ground-freezing depth for the North-East part of European territory of Russia for the period of 1988-2008 was conducted. The heat balance equation included phase transition energy, inflow of heat from unfrozen ground and outflow to frozen ground, snow cover and atmosphere. The heat flux was calculated on basis of Fourier law as a product of heat conductivity and temperature gradient. The assumption that snow cover consists of different layers deposited by different snowfalls and having different structure and density and heat conductivity depending on its density was taken. The density and heat conductivity of each layer and the whole thickness of snow cover were determined and the regional stratigraphic column for snow cover was compiled and the calculation of ground freezing intensity and freezing depth was conducted. The comparison of estimated with calculating scheme and observed values of ground freezing depth were performed and the correlation of equal 0.76-0.77 of them was stated. For validation of calculating scheme the experiment of one-direction freezing of covered with snow sand sample was conducted in refrigerated chamber under the action of negative temperatures. The results of experimental setup and the calculating scheme showed a good agreement.

Расчетная схема глубины промерзания грунта на основе данных об особенностях сезонного выпадения снегопадов, накопления снежной толщ и изменения температуры

Фролов Д.М.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Россия
E-mail: denisfrolov@mail.ru

Термический режим зимних сезонов и особенности снегонакопления во многом определяют термический режим подстилающих грунтов и глубину их сезонного промерзания. Согласно известным данным о среднем многолетнем режиме накопления снежного покрова и сезонного хода температуры для конкретного региона и на основании строительных норм и правил определяются средняя глубина промерзания и заложения подземных линейных коммуникаций. Однако изменения в процессе внутри сезонного накопления снежной толщ и изменения температуры по отношению к средним значениям ведут к отклонениям в изменении температуры грунта, экстремальным отклонениям значений глубины промерзания и опасностям для заложённых линейных сооружений.

В.А. Кудрявцев [3] охарактеризовал отепляющее и охлаждающее действие снежного покрова на грунт в зависимости от режима снегонакопления и продолжительности его залегания и предложил уравнение для оценки глубины промерзания, включающее высоту снежного покрова, теплофизические свойства снега и амплитуду годовых колебаний температуры воздуха. В нашем случае расчетная схема была построена на основе задачи теплопроводности трехслойной среды (снег, мерзлый и талый грунт) с фазовым переходом. Уравнение теплового баланса включает энергию фазового перехода, приток тепла из талого грунта и отток в мерзлый грунт, снежный покров и атмосферу. Поток тепла рассчитывался по закону Фурье, как произведение теплопроводности и градиента температуры. Предполагалось, что температура в каждой из сред изменяется линейно. Для снежного покрова и мерзлого и талого грунта использовалась формула теплопроводности трехслойной среды.

Однако также предполагалось, что снежный покров состоит из различных слоёв, отложенных во время различных снегопадов. Что плотность, и соответственно теплопроводность каждого слоя определяется

отношением водозапаса к его толщине. Таким образом, учет метеоданных о температуре воздуха, осадках и толщине снежного покрова, а также выпадения и интенсивности снегопадов на ближайшей метеостанции позволяют определить водозапас и плотность каждого слоя и построить обобщённый региональный стратиграфический разрез снежной толщи подобно [1, 7, 8], а также определить теплопроводность снежного покрова и произвести расчет интенсивности промерзания грунта более точно.

На основе метеоданных [6] о температуре воздуха, осадках и толщине снежного покрова выделены сведения о выпадении и интенсивности снегопадов на ближайшей метеостанции Нарьян-Мар. Построены обобщенные стратиграфические разрезы для этого региона за зимние сезоны 1990/91-2015/16 подобно [1, 7, 8]. На основе зависимости теплопроводности снега λ_c от плотности по формуле А.В. Павлова [5] проводилась оценка теплопроводности отдельных слоёв снега. А согласно формуле теплопроводности многослойной среды на основе информации о слоях:

$$\lambda = \frac{\phi \rho}{\Delta x \left(\frac{\Delta x_1}{\lambda_1} + \dots + \frac{\Delta x_n}{\lambda_n} \right)}$$

определялась теплопроводность всей снежной толщи. Расчет промерзания грунта, покрытого снегом в зимний период, на основе данных о ежедневно температуре воздуха и толщине и теплопроводности снежного покрова позволяет оценить интенсивность движения фронта промерзания в этот период времени. Зависимость скорости движения фронта промерзания находится по расчетной схеме. Схема учитывает намерзание грунта снизу на массиве мерзлого грунта, покрытого снегом в зимний период на основе данных о ежедневной температуре воздуха и толщине снежного покрова. Уравнение теплового баланса записывалось как $F_1 = cLV + F_2$,

F_1 – отток тепла через снежный покров и замёрзший грунт от фронта промерзания (Вт/м²);

cLV – расход тепла на фазовый переход, с влагосодержание грунта (1-4 кг/см³·м²), (последнее значение соответствует полному заполнению пор водой у легкой глины с плотностью 2000 кг/м³ и коэффициентом пористости 0,617 [2])

L – энергия фазового перехода (335 кДж/кг), V – скорость движения фронта промерзания (см/с);

F_2 – отток тепла на охлаждение талого грунта перед фронтом промерзания (Вт/м²).

Тепловой поток выражался по закону Фурье через градиент температуры и теплопроводность как $F = \lambda (\text{grad } T)$, а теплопроводность и тепловой поток через комбинацию из двух сред (снег и мерзлый грунт) согласно данным справочника [4] может быть выражена как:

$$F_1 = \lambda \frac{\Delta T}{\Delta x} = \frac{\Delta T}{\left(\frac{\Delta x_c}{\lambda_c} + \frac{\Delta x_{mz}}{\lambda_{mz}} \right)} = \frac{T_{возд}}{\left(\frac{h_c}{\lambda_c} + \frac{l_{mz}}{\lambda_{mz}} \right)}$$

Здесь $T_{возд}$ – температура воздуха, h_c и l_{mz} – толщина снега и глубина промерзания, а λ_c и λ_{mz} – теплопроводность снега и мерзлого грунта.

Предполагалось, что на глубине 10 м в грунте находится точка нулевых годовых колебаний температуры T_0 со значением около 7°C. Поэтому

$$F_2 = \lambda_{mz} \frac{\Delta T}{\Delta x} = \lambda_{mz} \frac{T_0}{10 - l_{mz}}$$

Вычисления производились с шагом в один день. На первый момент предполагалось, что толщина мерзлого грунта l_{mz} равна 0,5 см. На каждом шаге по времени (каждый день) вычислялась (рассчитывалась) скорость промерзания V и значение толщины мерзлого грунта l_{mz} для следующего дня (шага по времени).

Согласно [5] средняя теплопроводность снега может быть взята как 0,18 Вт/м°C, а согласно [2] средняя теплопроводность талого и мерзлого глинистого грунта может быть взята как 1,5 и 1,8 Вт/м°C.

Работа выполнена по теме ГЗ АААА-А16-116032810093-2 «Картографирование, моделирование и оценка риска опасных природных процессов».

Литература:

1. Голубев В.Н., Петрушина М.Н., Фролов Д.М. Межгодовые вариации строения снежного покрова на территории России // Вестник Московского университета. Серия 5: География. 2009. № 3. С. 16–25.
2. Грунтоведение. Под ред. В.Т. Трофимов. — М.: Изд-во МГУ, Наука, 2005
3. Кудрявцев В.А. Температура верхних горизонтов вечномерзлой толщи в пределах СССР / М.: Изд-во АН СССР, 1954. 183 с.
4. Михеев М.А. Основы теплопередачи. Изд. 2-е / М.А. Михеев, И.М. Михеева. М., Энергия, 1977, 344 с.
5. Павлов А.В. Теплофизика ландшафтов. Новосибирск, «Наука», 1979. 284 с.
6. Специализированные массивы климатических исследований <http://aisori.meteo.ru/ClimaterR>
7. Фролов Д.М., Голубев В.Н. Изменение климатических показателей и толщины снежного

покрова на территории России в конце XX – начале XXI вв. и их влияние на глубину промерзания грунта // Экология северных территорий. Материалы Международного Конгресса (Всемирный форум снега). Новосибирский Экспоцентр. 2013. С. 148–152.

8. Golubev V. N., Petrushina M. N., Frolov D. M. Snowfall events as a factor of snow cover's stratigraphy formation // Proceedings of the 2nd Int. Electron. Conf. Atmos. Sci., 16–31 July 2017. — Vol. 2 of Sciforum Electronic Conference Series. — 2017. DOI: 10.3390/ecas2017-04135

A numerical study of the effect of summer atmospheric blocking on the methane concentration in Western Siberia

Antokhin P.N., Antokhina O.Yu., Arshinov M.Yu., Belan B.D., Belan S.B., Davydov D.K., Kozlov A.V., Fofonov A.V.

V.E. Zuev Institute of Atmospheric Optics SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: apn@iao.ru, antokhina@iao.ru

The study of the spatial and temporal variability of greenhouse gases is becoming increasingly important. This is due to the irrefutable fact of the growth of their concentration in the atmosphere in recent years. The reasons for this growth remain the subject of debate. An important and least studied factor capable of influencing the concentration of methane is circulation processes, especially large-scale long-lived pressure systems — blockings. This work is aimed at studying the blocking episodes observed in 2007. In 2007, the atmospheric circulation was characterized by almost continuous blocking in Western Siberia from July 2 to July 18. A slight weakening of the blocking was observed on July 7-8. Between July 15 and 18, in the northern regions of Western Siberia, wildfires were recorded.

The results of methane measurements performed in the monitoring mode at the JR STATION stations Igrim and Karasevov (<http://db.cger.nies.go.jp>) showed that compared to the average July value in 2004-2013 daily concentration during the July 2007 blocking period was increased for both stations. In order to understand the causes of elevated concentrations of methane for the blocking period, numerical modeling was performed using the WRF-Chem v.3.8.1 model.

The following types of methane emissions were specified: anthropogenic, biogenic (vegetation), wetlands and biomass burning (natural fires). In the model, the wetlands emission of methane was set constant for the entire period; although it is worth emphasizing that we do not exclude the possibility of increasing concentrations, including due to the growth of wetlands emissions, due to the increase in air temperature and the subsequent increase in soil temperature. However, this mechanism seems to be less likely due to the inertia of the “blocking-increase in soil temperature” connection. Since the increase in concentration began immediately with the beginning of blocking. Thus, it was assumed that the growth of CH₄ may be associated primarily with the appearance of an additional source of emissions (fires), as well as the accumulation of emissions under blocking conditions. The simulation results demonstrated that for both stations, an increase in concentration is primarily associated with the accumulation of wetlands emissions under blocking conditions. The second most important factor influencing the increase in concentration is the appearance of an additional source of emissions – biomass burning, which was established for the second blocking period for Igrim station. The role of anthropogenic and biogenic emissions was insignificant.

It is also shown that in model data the growth rate of concentrations between noon and midnight is lower than in real data, which may be due to underestimated emissions of methane from fires from July 16-19, or not taking into account the growth of methane emissions from wetlands during the blocking.

Численное исследование влияния условий атмосферного блокирования в летний период на динамику концентрации метана для территории Западной Сибири

Антохин П.Н., Антохина О.Ю., Аршинов М.Ю., Белан Б.Д., Белан С.Б., Давыдов Д.К.,
Козлов А.В., Фофонов А.В.

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск, Россия
E-mail: apn@iao.ru, antokhina@iao.ru

CITES'2019

МЕЖДУНАРОДНАЯ МОЛОДЕЖНАЯ ШКОЛА И КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ВЫЧИСЛИТЕЛЬНО-ИНФОРМАЦИОННЫМ ТЕХНОЛОГИЯМ ДЛЯ НАУК ОБ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ

ВВЕДЕНИЕ

Исследование пространственно-временной изменчивости парниковых газов, представляет значительный интерес, в связи с неопровержимым фактом роста их концентрации в атмосфере в последние годы, причины которого остаются объектом дискуссий. Важным и малоизученным фактором, способным оказывать влияние на концентрацию метана, являются циркуляционные процессы, в особенности крупномасштабные долгоживущие барические системы — блокинги. Данная работа направлена на исследование эпизодов блокирования наблюдавшихся в 2007 г. В 2007 году атмосферная циркуляция характеризовалась практически непрерывным блокированием в Западной Сибири со 2 по 18 июля. Небольшое ослабление блокирования наблюдалось 7-8 июля. В период 15-18 июля в северных районах Западной Сибири фиксировались природные пожары.

Результаты измерений метана, выполняемых в режиме мониторинга на станциях JR STATION Игрим и Карасевое (<http://db.cger.nies.go.jp>) продемонстрировали, что относительно среднеиюльского значения за период 2004-2013 гг. дневная концентрация в период блокирования июля 2007 была повышена для обеих станций. Для того чтобы понять причины повышенных концентраций метана для периода блокирования было проведено численного моделирования с использованием модели WRF-Chem.

ПОСТАНОВКА ЭКСПЕРИМЕНТА И РЕЗУЛЬТАТЫ

Для исследования влияния лесных пожаров на концентрацию метана в Западной Сибири в условиях атмосферного блокирования было проведено численное моделирование с использованием модели WRF-Chem v.3.8.1. [1]

При моделировании был использован один прямоугольный домен в проекции Ламберта, ограниченный по горизонтали координатами 45-67° с.ш. и 55°22'-105° в.д. и по высоте уровнем 50 гПа. Число узлов расчётной области составляет 100x105x21 по долготе, широте и высоте, соответственно. Шаг сетки по горизонтали составил 27 км, использовался переменный шаг моделирования по времени в диапазоне от 180 до 600 с для метеорологических параметров и 6 с для химических реакций, шаг сетки по высоте задан ETA-координатой, учитывающей орографическую поверхность, и возрастает с увеличением высоты. Высота нижнего уровня составила 50 м, данные рельефа задавались с разрешением 30". Вычислительный эксперимент осуществлён для периода самолётных измерений, которые проводились с 01.07.2007 по 29.07.2007 г.

В качестве исходных полей метеорологических величин использовались данные модели FNL (NCEP) [2] с 6-часовым разрешением по времени. Поля исходных метеорологических данных FNL получены на основе данных GFS с использованием увеличенного объёма данных наблюдений. Для задания источников выбросов использовалась база антропогенных выбросов HTAP-2 [3], эмиссии метана были дополнены из базы EDGAR V. 4.3.2 [4] с пространственным разрешением 0,1°x0,1° и разрешением по времени 1 месяц. Мощность источников задавалась постоянной без учёта внутрисуточной и недельной динамики выбросов. Источники эмиссии задавались в приземном слое.

Биогенные эмиссии задавались с использованием модели MEGAN2.04 [5], эмиссии от пожаров - FINN v1.5 [6]. Эмиссии от болот задавались с использованием результатов обратного моделирования [7]. Эмиссия метана от болот задавалась постоянной во времени в течение месяца. Начальные и граничные условия задавались с использованием глобальной модели Mozart. Параметризации используемые в модели Wrf-Chem: микрофизика — Morrison; длинноволновая радиация — RRTM; коротковолновая радиация — Dudhia; приземный слой — Rev. MM5; модель поверхности — Noah; пограничный планетарный слой — Yonsei Univ.; параметризация облачности — Grell 3D. Код модуля считывания эмиссий WRF-Chem был модернизирован, что позволило считывать эмиссии метана от пожаров и биоэмиссий. При проведении расчётов использовался химический механизм Regional Atmospheric Chemistry Mechanism (RACM), предложенный в работе Stockwell et al. [8] и дополненный в работе [9], который использует 77 веществ, 237 реакций, из которых 27 — фотохимических.

Для проведения исследования были проведены расчеты с различной комбинацией источников эмиссий, с целью оценки вклада каждого источника метана в изменение концентрации в точках наблю-



дений в период блокирования. Для корректной оценки вклада каждого определенного источника, эмиссии метана от других источников обнулялись. Для каждого расчета, антропогенные эмиссии прочих примесей оставались неизменными.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Начнем рассмотрение с анализа расчета («прогона») модели, который включал все эмиссии метана антропогенные, биогенные, болотные и пожары. Результат расчетов для измерительных пунктов Игрим и Карасевое представлен на рисунке 1.

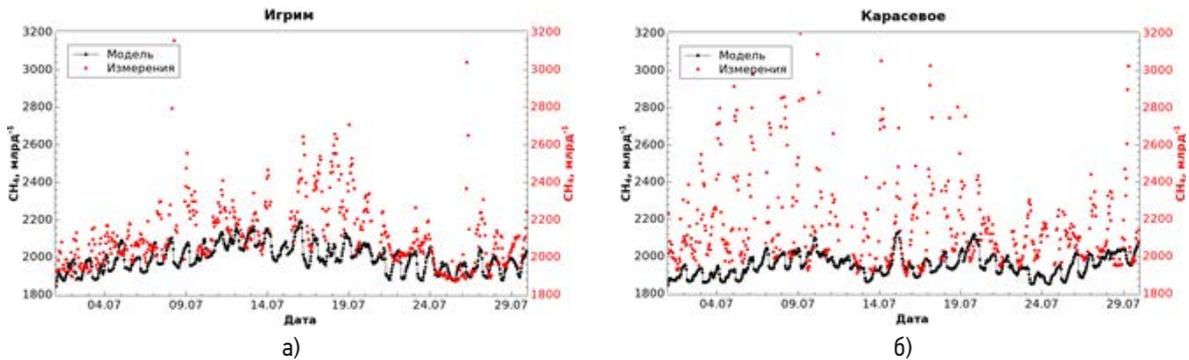


Рисунок 1. Временной ход концентрация метана для станции Игрим (а) и Карасевое (б).

Графики, представленные на рис. 1 подтверждают, что модель качественно воспроизводит ход средних концентраций метана. Среднеквадратичная ошибка моделирования составила 80 и 64 млрд-1 для станций Игрим и Карасевое соответственно. Данные представленные на рисунках подтверждают, что концентрация метана в период блокирования увеличивается. Рассмотрим вклад каждого типа эмиссий на примере измерительной станции Игрим (рис. 2).

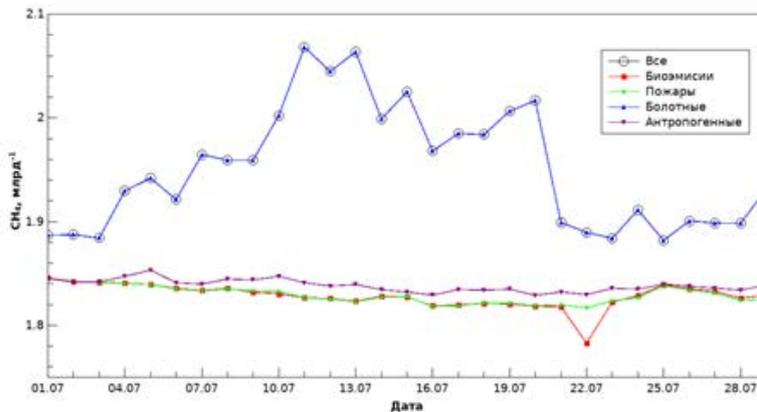


Рисунок 2. Концентрация метана для измерительной станции Игрим в зависимости от используемых эмиссий.

Анализ представленных данных ясно отражает тот факт, что основной вклад в динамику концентрации метана вносят болотные эмиссии. Если их исключить, то оставшихся эмиссий недостаточно для поддержания постоянной концентрации метана в течение месяца. Однако также стоит отметить, что, не

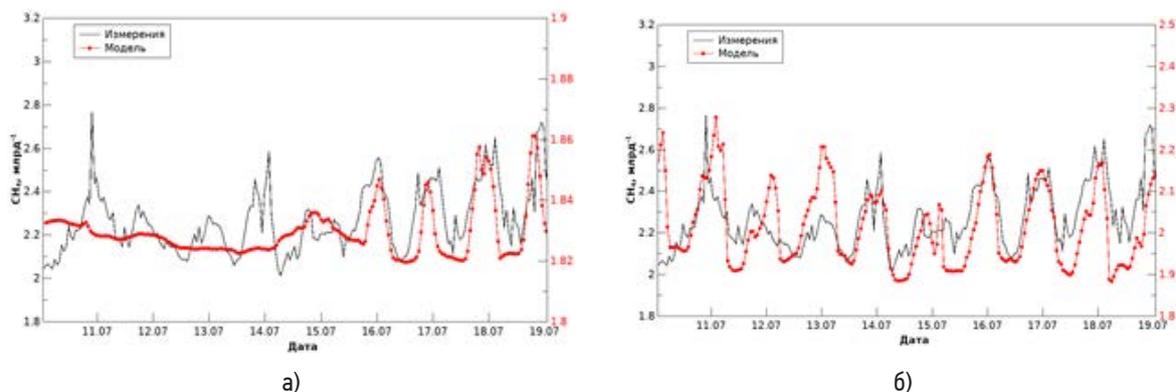


Рисунок 3. Временной ход концентрация часовых значений концентрации метана (CH_4) (где дата соответствует полночи по местному времени) для измерительной станции Игрим полученный при моделировании с использованием только эмиссий от пожаров (а) и болотных (б).

смотря на то, что болотная эмиссия задавалась константой, в период блокирования рост концентрации при ее задании все-таки наблюдается, что может свидетельствовать о накоплении метана.

На рис. 3а приведены графики показывающие изменение с часовым разрешением наблюдаемой концентрации на станции Игрим и полученной в ходе моделирования с использованием только эмиссий метана от пожаров. Видно, что значения модельной концентрации в целом ниже, чем реальные концентрации. Также видно, что до 16 июля, до возникновения пожаров, в модельных данных нет суточного хода. С 16 июля модельные данные качественно повторяют ход измеренных данных, причем возрастают ночные концентрации как для измеренных, так и для модельных данных. Качественно результаты моделирования и измерений совпадают. Скорость роста концентрации в период между полуднем и полночью (V_{grad}) составила 4-8 млрд⁻¹/час для модельных расчетов и 30-50 млрд⁻¹/час – для результатов измерений. Усредненные V_{grad} метана приведены в таблице 1.

Видно, что V_{grad} метана при расчетах с использованием только болотных эмиссий (рис. 3б), а именно они ответственны за постоянное существование суточного хода, составляет 20-25 млрд⁻¹/час. Учитывая тот факт (рис. 2), что в период блокирования вклад остальных эмиссий незначительный, отсюда следует, что дефицит скорости составляет 6-17 млрд⁻¹/час. Исходя из этого, можно предположить, что либо используемые при расчетах эмиссии метана от пожаров занижены, либо мы не учитываем рост эмиссии от болот в период блокирования.

Таблица 1. Усредненная V_{grad} метана (млрд⁻¹/час).

Период (июль 2007)	Данные измерений	Эмиссии от пожаров	Эмиссии от болот	Суммарные эмиссии
10-15	9.86 ± 14.91	0.05 ± 0.34	8.23 ± 2.85	8.29 ± 1.82
16-19	34.39 ± 8.27	1.63 ± 1.45	10.45 ± 1.69	11.8 ± 6.98

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Показано, что модель WRF-Chem с используемым набором эмиссий адекватно воспроизводит особенности изменения концентрации метана в периоды летнего блокирования в Западной Сибири. Рост концентрации в период блокирования может быть связан с эмиссиями от пожаров, а также накоплением болотных эмиссий и эмиссий метана от пожаров в ограниченном блокингем пространстве. Однако показано, что в модельных данных скорость роста концентраций между полуднем и полночью ниже, чем в реальных данных, что может быть связано с заниженными эмиссиями метана от пожаров в период 16-19 июля, или не учётом роста эмиссии метана от болот в период блокирования.

Работа выполнена при поддержке проекта Российского научного фонда, номер 17-17-01095.

Литература:

1. Grell G.A. *P rognostic Evaluation of Assumptions Used by Cumulus Parameterizations // Monthly Weather Review*. 1993. № 3 (121). С. 764–787.
2. Commerce S.D.of, *National Centers for Environmental Prediction/National Weather Service/NOAA/U. NCEP FNL Operational Model Tropospheric Analyses, continuing from July 1999 [Electronic resource] // Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences. The Royal Society, 2000. URL: <https://doi.org/10.5065/D6M043C6>.*
3. Janssens-Maenhout G. et al. *HTAP_v2.2: a mosaic of regional and global emission grid maps for 2008 and 2010 to study hemispheric transport of air pollution // Atmospheric Chemistry and Physics*. 2015. № 19 (15). С. 11411–11432.
4. Crippa M. et al. *Gridded emissions of air pollutants for the period 1970–2012 within EDGAR v4.3.2 // Earth System Science Data*. 2018. № 4 (10). С. 1987–2013.
5. Guenther A. et al. *Estimates of global terrestrial isoprene emissions using MEGAN (Model of Emissions of Gases and Aerosols from Nature) // Atmospheric Chemistry and Physics*. 2006. № 11 (6). С. 3181–3210.
6. Wiedinmyer C. et al. *The Fire INventory from NCAR (FINN): a high resolution global model to estimate the emissions from open burning // Geoscientific Model Development*. 2011. № 3 (4). С. 625–641.
7. Bergamaschi, P., Segers, A., Scheepmaker, R., Frankenberg, C., Hasekamp, O., Dlugokencky, E., Sweeney, C., Ramonet, M., Tarniewicz, J., Kort, E., and Wofsy, S.: *Report on the quality of the inverted CH₄ fluxes, MACC-II Deliverable D_43.3, Tech. rep., Joint Research Center, European Commission, 2013.*
8. Stockwell W.R. et al. *A new mechanism for regional atmospheric chemistry modeling // Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 1997. Vol. 102, № D22. P. 25847–25879.
9. Ahmadov R. et al. *A volatility basis set model for summertime secondary organic aerosols over the eastern United States in 2006 // Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 2012. № D6 (117).

Оценка вклада климатических факторов в формирование волны половодья

Семенова А.В., Буковский М.Е.

Тамбовский государственный университет имени Г.Р. Державина, Россия
E-mail: mikezz@mail.ru

Весеннее половодье представляет собой ежегодный значительный подъём уровня воды в реках средней полосы России. На реках Тамбовской области максимальные уровни воды в реках наблюдаются в среднем в конце марта-начале апреля. Однако этот показатель весьма вариативен. Также год от года неодинаков максимальный уровень воды в половодье. Во время высоких половодий наблюдаются затопление значительных территорий, в том числе, мостов, дорог, части населённых пунктов.

В настоящей работе исследуется вклад различных климатических параметров в формирование волны весеннего половодья. В качестве модельного объекта рассматривается река Цна (бассейн Оки) у города Тамбова. С помощью методов корреляционного анализа определяются и анализируются наиболее значимые климатические факторы, влияющие на высоту максимального уровня половодья.

В ходе работы проанализированы 20 климатических и гидрологических параметров за период с 1970 по 2016 годы. По результатам анализа выделены наиболее значимые для формирования волны половодья. Используя полученный материал, с учётом статистических показателей изученных параметров можно построить прогноз ожидаемого максимального уровня половодья.

Assessment of the contribution of climatic factors to the formation of flood wave

Semenova A.V., Bukovskiy M.E.

Tambov State University named after G.R. Derzhavin, Russia
E-mail: mikezz@mail.ru

Human development is closely related to the state of water resources. Water bodies land play a huge role in people's lives. It is widely used for industrial and domestic water supply, shipping, timber rafting, energy, irrigation and other purposes [4].

Every year more and more specialists in climatology, meteorology and hydrology note the problem of flooding of the inhabited territories among the problems which humanity faces [2].

Deluge is one of the most dangerous natural phenomena that cause emergency situations and material damage to industrial and agricultural facilities, population, and also to human health and lead to their death [8].

This problem has been associated with human society for many years, and every year the damage from emergency situations related to hydrological phenomena is increasing. For many centuries, humanity, making incredible efforts to protect against floods, cannot succeed in this direction. [2]

In this research we consider one of the types of deluge – flood. Flood is a multifactorial phenomenon that is affected by a whole complex of natural factors: water supply in snow, precipitation, temperature values, etc. [3].

Spring flood is a characteristic feature of the lowland rivers of Russia, including the Volga basin [11]. In the Tambov region, the source of hydrological emergencies is high water levels.

In the sphere of effective preparedness and prompt preventive measures, one of the most effective for reducing damage is a well-functioning warning system [10]. That is why the implementation of long-term, medium-term and short-term forecasting is an important scientific objective and the results of the solution of this problem can be demanded by the regional services of the Ministry of Emergency Situations [9].

Many researchers study the problem of flood forecasting. D.A. Burakov, V.F. Kosmakova and I.N. Gordeev research using the regression dependencies in long-term forecasts [5,6,7]. B.M. Belyaev and N.A. Varentsova develop a flood forecast based on hydrometeorological information [3]. A.N. Arzhakov and K.I. Kusatov test methods for forecasting the maximum levels of spring floods [1].

The basis of our research is the data of the Tambov Center for Hydrometeorology and Environmental Monitoring.

The object of our research was the river Tsna (Oka basin) near Tambov. The research purpose was a creating an instrument that can be used for forecasting maximum flood levels.

We have analyzed the following parameters:

- dates of the snowmelt beginning;
- dates of sustainable transition of the average daily air temperature through 0°C upwards;
- dates of complete snow melting;
- dates of flood beginning;
- dates of maximum flood level;
- water supplies in the snow at the beginning of snowmelt;
- water supplies in the snow at the date of sustainable transition of the average daily air temperature through 0°C upwards;
- water levels at the beginning of the flood;
- maximum water levels in flood;
- sums of positive temperatures from the date of snowmelt beginning to date of complete snow melting;
- sums of positive temperatures from the date of snowmelt beginning to date of sustainable transition of the average daily air temperature through 0°C upwards;
- sums of positive temperatures from the date of snowmelt beginning to date of maximum flood level;
- sums of positive temperatures during the flooding;
- sums of positive temperatures from the date of sustainable transition of the average daily air temperature through 0°C upwards to date of complete snow melting;
- sums of positive temperatures from the date of sustainable transition of the average daily air temperature through 0°C upwards to date of flood beginning;
- sums of positive temperatures from the date of sustainable transition of the average daily air temperature through 0°C upwards to date of maximum flood level;
- sums of precipitation from date of sustainable transition of the average daily air temperature through 0°C upwards to date of complete snow melting;
- sums of precipitation from date of sustainable transition of the average daily air temperature through 0°C upwards to date of maximum flood level;
- the sums of precipitation from date of snowmelt beginning to date of maximum flood level;
- the sums of precipitation from date of snowmelt beginning to date of complete snow melting.

The analysis was conducted for the period from 1970 to 2016.

Our goal was to determine which of the parameters we have studied has more influence on the maximum flood level. To define the degree of dependence of the maximum flood level on each of the parameters we used correlation analysis. The analysis was carried out using the MS Excel software package. To characterize the correlation power, we used the Cheddock scale.

After correlation analysis we determined that the maximum flood level, of all the above climatic parameters, is dependent the most on the dates of the snowmelt beginning, the dates of sustainable transition of the average daily air temperature through 0°C upwards, the water reserves in the snow, the sums of positive temperatures from the date of snowmelt beginning to date of complete snow melting and from the date of sustainable transition of the average daily air temperature through 0°C upwards to date of maximum flood level, and also the sums of precipitation from date of snowmelt beginning to date of maximum flood level.

In this case, the correlation dependence of the average power was determined only for the date of the beginning of snowmelt (the correlation coefficient is 0,58). Low correlation dependence was established for dates of sustainable transition of the average daily air temperature through 0°C upwards (the correlation coefficient is 0,43). Dependence on other parameters is very low because the correlation coefficient ranged from 0,20 to 0,28.

We haven't determined any significant dependences between the maximum flood level and other parameters which were taken for analysis in the first place.

Then we sorted by the most significant parameter combining years into groups with the same dates of snowmelt beginning at the following intervals: February 11-20; February 21-28 (29); March 1-10; March 11-20; March 21-30. It turned out that if the date of the snowmelt beginning is before February 28, with one exception, the maximum flood level is low.

If the date of snowmelt beginning is in the range from March 1 to 10, most of the floods are still low, but both middle and high floods appear. If the date of snowmelt beginning is in the range from March 11 to 20, then medium and high floods become prevailing. And if the start date of snowmelt beginning is in the range from March 21 to 30, there are only middle and high floods.

We also determined that if dates of snowmelt beginning are early (from February 15 to March 10), dates of sustainable transition of the average daily air temperature through 0°C upwards become the leading factor which affecting on maximum flood level. The later is this date, the higher is the maximum flood level. An especially strong correlation dependence between the date of sustainable transition of the average daily air temperature through 0°C upwards and the maximum flood level (the correlation coefficient is 0,70) is observed if the date of snowmelt beginning is in the range from March 1 to 10. At the same time, the dependence on the sum of positive temperatures from the date of snowmelt beginning to date of the maximum flood level in these groups



is negative and decreases from high (the correlation coefficient is $-0,81$), if the date of snowmelt beginning is in the range from February 11 to 20, to low (the correlation coefficient is $-0,34$), if the date of snowmelt beginning is in the range from March 11 to 20.

Another important factor is the sums of positive temperatures from dates of snowmelt beginning to dates of the maximum flood level (the correlation coefficient is $0,42$), if the date of snowmelt beginning is in the range from March 11 to 20.

If the date of snowmelt beginning is in the range from March 21 to 30, the sums of positive temperatures from the date of snowmelt beginning to date of the maximum flood level become the leading factor (the correlation coefficient is $0,52$).

In this way the most important parameters for forecasting the maximum flood level is following: the date of snowmelt beginning, of sustainable transition of the average daily air temperature through 0°C upwards, the sums of positive temperatures from the date of snowmelt beginning to the date of the maximum flood level.

If the date of snowmelt beginning is in the range from February 11 to March 10, the probability of high floods is low and is highly positive depending on the date of sustainable transition of the average daily air temperature through 0°C upwards. The high floods are more likely, if the date of snowmelt beginning is in the range from March 11 to 30. In this case the significant factor in the first period is precipitation between the date of snowmelt beginning and the date of maximum flood level. In the second period the leading factor in the formation of flood is the sums of positive temperatures from the date of snowmelt beginning to the date of the maximum flood level.

References:

1. A.N. Arzhakov, K.I. Kusatov *The results of testing the method of forecasting the maximum water levels of the spring flood on the rivers of Yakutia for 2004-2006 // Results of testing new and improved technologies, models and methods of hydrological forecasts.* - 2009. - №36. - c. 86-87.
2. Yu.P. Arzhanykh, V.V. Dolzhenkov, A.V. Zvyagintseva *Forecasting of the hydrological situation (in the period of the high water) on water objects of the Voronezh region with use of geographical information systems // Heliogeophysical researches.* - 2014. - №9(9) - c. 89-98.
3. B.M. Belyaev, N.A. Varentsova *Development of long-term hydrological spring high-water period forecasts based on modern hydrometeorological information and methods of its processing // Third Vinogradov Readings «The Edge of Hydrology».* - 2018. - c. 698-703.
4. M. E. Bukovskiy *Dynamics of ice phenomena on the rivers of Don basin within the territory of Tambov region / M. E. Bukovskiy, S. N. Dudnik, K. S. Kolkova, I. V. Surovikina, M. A. Chernova // Geopolitics and ecogeodynamics of regions.* - 2014 - Том 10, вып. 1. - c.393-398.
5. D.A. Burakov, I.N. Gordeev, V.F. Kosmakova *Adaptation of regression dependencies in long-term forecasts of maximum water levels on the example of the Yenisei River near Kyzyl // Questions of geography of Siberia.* - 2009. - c. 5-6.
6. D.A. Burakov, V.F. Kosmakova, I.N. Gordeev *The results of testing a physical and statistical method for a long-term forecast of the maximum water levels of the spring flood of the Yenisei river near Kyzyl // Results of testing new and improved technologies, models and methods of hydrological forecasts.* - 2012. - № 39. - c. 121-126.
7. D.A. Burakov, V.F. Kosmakova, I.N. Gordeev *About the results of operational tests of hydrological forecasting methods on the rivers of Eastern Siberia during the spring flood // Results of testing new and improved technologies, models and methods of hydrological forecasts.* - 2015. - № 42. - c. 50-59.
8. A.B. Golubev, V.A. Zemtsov *Danger and flood risk assessment in Barnaul (Zaton village) // Tomsk University Bulletin.* - 2013. - №373 - c. 183-188
9. E.D. Kosheleva, A.V. Kudishin *Short-term forecast of Ob river water level near Barnaul city during flood 2018 // News of the Altai Branch of the Russian Geographical Society.* - 2018. - № 3 (50). - 27-37.
10. M.V. Kumani, V.I. Sysemko, A.V. Apuhtin *Multi-level system for monitoring and forecasting the maximum flow rates and water levels of the spring flood // Scientific notes: Electronic scientific journal of Kursk State University.* - 2012. - №4-2 (24) - c. 213-217.
11. S.A. Lavrov, I.L. Kalyuzhnyi *Climatic Changes Impact upon the Spring High-water Runoff and its Formation Factors in the Volga Basin // Russia's water industry: problems, technologies, management.* - 2016. - № 6. - c. 42-60.

Investigation of microclimate and spatio-temporal structure of surface inversions in the winter conditions of the Arctic

Konstantinov P.I., Varentsov M.I., Surkova G.V., Platonov V.S., Kolennikova M.A., Boiko A.P., Androsova E.E., Kuksova N.E., Perkhurova A.A., Krylov A.A., Varentsov A.I., Vorotilova P.G., Osipov A.M., Malytin I.V., Kospanov A.A., Melik-Bagdasarova A.S., Kozlov F.A., Bostonbaev A.S., Semenova A.A., Kostrova U.V.

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
E-mail: kostadini@mail.ru

The features of temperature stratification in the surface boundary layer of the atmosphere have a great influence on the microclimatic conditions, as well as on the spatial distribution of various pollutants. Temperature inversion is one of the key phenomena creating severe meteorological conditions and contributing to the accumulation of pollutants in the surface layer of the atmosphere. In accordance with long term observations, it can be stated that the Arctic region is prone to the formation of temperature inversions (observed on more than 30% of the days), especially on the winter season. What is more, the cities in the described area experience a formation of strong “urban heat islands”. This phenomenon of spatial distribution is characterized by an increase of air temperature in the city center compared with its surroundings. It reaches its greatest strength and prominence in the cold season, when the differences in the temperature are the greatest.

In consideration of the aforementioned climatic patterns, the city of Apatity, Murmansk region, was chosen as a testing ground for studying the climatology of polar cities, in particular, in order to study the fine structure of surface inversions, their changes over time, and interaction with the urban heat island.

To study the fine vertical structure of inversions, vertical sounding was performed using thermal “braid” (rising to a height of 100 m, the sensors were installed every 10 m) and quadcopters equipped with temperature sensors (rising to 200-250 m). To study the characteristics of the inversion within the urban heat island and in the background area temperature profiles through the city of Apatity were created using iButton temperature sensors. Gradient masts with temperature sensors at altitudes of 1.5 and 3 m were installed in the center of the city and in the background area. Netatmo sensors were also used to monitor changes in weather parameters in real time. All observations were carried out in homogenous synoptic conditions set by an anticyclone ridge of an area of high pressure centered over the Kara sea.

During the study, the fine structure of the surface inversion was considered for the first time, both at night and at daytime. Under the conditions of an intensive surface inversion, vertical soundings of the surface layer of the atmosphere were carried out in the lower 100 meters using a DJI 4 quadcopter. As a part of the experiment, temperature profiles obtained by iMet-XQ, iMet-XF sensors and the 10 iButton thermal “braid” were compared. The acquired results showed great similarities with each other. Also, simultaneous sounding in the urban and background points demonstrated noticeable differences in the intensity of surface inversions, which, apparently, is the result of the influence of the urban heat island of Apatity.

Horizontal soundings were also performed using a mobile measuring complex consisting of an automatic meteorological station (AMS). The soundings verified the readings of both iButton sensors installed throughout the city and 2 AMS Davis Vantage Pro 2. What is more, the acquired results showed a more detailed image of temperature distribution in the city. Under the conditions of anticyclonic weather, the spatial heterogeneity of temperature within urban landscapes was considered by analyzing the readings of the iButton sensors and data from two AMS Davis Vantage Pro2. The contrasts of air temperature observed simultaneously according to measurements at a height of 2 meters within and outside the city reached 10°C. It was shown that under favorable synoptic conditions in the city, a powerful heat island is formed, which is a key factor influencing the spatial temperature distribution in the city and its surroundings.

In addition to meteorological measurements, a basis was laid for subsequent microscale modeling of atmospheric processes inside the urban canopy, for which, as a result of route observations, the online database of available data on the shape and height of buildings of the central core of the city of Apatity was finally completed.

Moreover, the assessment of the accuracy of mesoscale forecast modeling was performed. The evaluation was based on the ability of the models to predict the phenomena mentioned above using the WRF-ARW modeling package.

Экспедиционное исследование микроклиматических различий, а также пространственно-временной структуры приземных инверсий в зимних условиях Заполярья (на примере города Апатиты)

Константинов П.И., Варенцов М.И., Суркова Г.В., Платонов В.С., Коленникова М.А., Бойко А.П., Андросова Е.Е., Куксова Н.Е., Перхурова А.А., Крылов А.А., Варенцов А.И., Воротилова П.Г., Осипов А.М., Малютин И.В., Коспанов А.А., Мелик-Багдасарова А.С., Козлов Ф.А., Семенова А.А., Кострова У.В., Бостонбаев А.С.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Россия
E-mail: kostadini@mail.ru

Особенности температурной стратификации в приземном слое атмосферы оказывают большое влияние на микроклиматический режим, а также на пространственное распределение примесей. Температурная инверсия – одно из ключевых явлений, создающих неблагоприятные метеорологические условия и способствующих накоплению загрязняющих веществ в приземном слое атмосферы. По данным многолетних наблюдений, в Заполярье приземная инверсия формируется относительно часто (более 30% дней в году), в особенности, в зимний период. Характерной особенностью, присущей для городских ландшафтов, является формирование «городского острова тепла» – участка, микроклимат, которого характеризуется повышенными по сравнению с загородной местностью температурой воздуха. Данное явление сильнее всего проявляется в холодный период года, когда контрасты температуры наиболее велики. Недавние исследования показали, что эффект городского острова тепла характерен и для городов, находящихся за полярным кругом.

В связи с этим в качестве полигона для исследования климатологии заполярных городов, в частности изучения тонкой структуры приземных инверсий, их изменения с течением времени, а также взаимодействия с городским островом тепла был выбран город Апатиты, Мурманской области.

Для изучения тонкой вертикальной структуры инверсий выполнялось вертикальное зондирование с использованием термо-«косы» (подъем до высоты 100 м, датчики располагались через каждые 10 м) и квадрокоптеров, оборудованных датчиками температуры (подъем до 200-250 м). Для исследования особенностей инверсии в пределах городского острова тепла и на фоновой территории через г. Апатиты были заложены температурные профили с использованием температурных датчиков iButton. В центре города и за его пределами были установлены градиентные мачты с датчиками температуры на высотах 1.5 и 3 м. Также использовались датчики Netatmo, позволяющие следить за изменениями параметров погоды в режиме реального времени. Все наблюдения проводились на фоне однородной синоптической ситуации, под влиянием гребня антициклона с центром над Карским морем.

В ходе исследования впервые была рассмотрена тонкая структура приземной инверсии – как в ночное, так и в дневное время суток.

В условиях мощной приземной инверсии была проведено вертикальное зондирование приземного слоя атмосферы в нижних 100 метрах с помощью квадрокоптера системы DJI 4. В рамках эксперимента выполнено сравнение профилей температуры, полученных с помощью датчиков iMet-XQ, iMet-XF и косы из 10 термохронотомов iButton, которое показало сопоставимые результаты. Также синхронное зондирование в городской и фоновой точках продемонстрировало заметные различия в мощности приземных инверсий, что, по-видимому, является результатом воздействия городского острова тепла Апатитов.

Так, экспериментальное зондирование проводилось в фоновой точке (берег озера Имандра, поселок Тик-Губа) в ночь с 1 на 2 февраля в центре города и с точки на юго-восточной окраине города (проспект Сидоренко, г. Апатиты). Разница между этими точками по высоте составляет всего 8 метров, что минимизирует влияние рельефа на различия температурной стратификации в приземном слое. Так как проспект Сидоренко расположен на окраине города, влияние острова тепла проявляется здесь гораздо слабее, чем в центре города. В результате мы видим, что вертикальные профили (рис. 2) температуры очень хорошо сопоставляются, кроме нижних 20 метров. На пр. Сидоренко наблюдалась очень мощная инверсия с интенсивностью 4-5 °С в нижних 20м, после чего следовал слой изотермии. В центре города интенсивность инверсии составила всего 1°С, но на высоте порядка 20 метров и выше температурный профиль практически идентичен тому, что наблюдался на окраине города. Если сравнивать с результатами, полученными часом ранее, можно заметить, что слой изотермии, наблюдавшийся у поверхности, переместился на высоту от 20 до 70 метров, а у земли начала формироваться инверсия. А так как подобная структура наблюдается на окраине города и никак не проявляется на первой точке на Тик-Губе, это может свидетельствовать в пользу влияния городского острова тепла на температурную стратификацию в приземном слое.

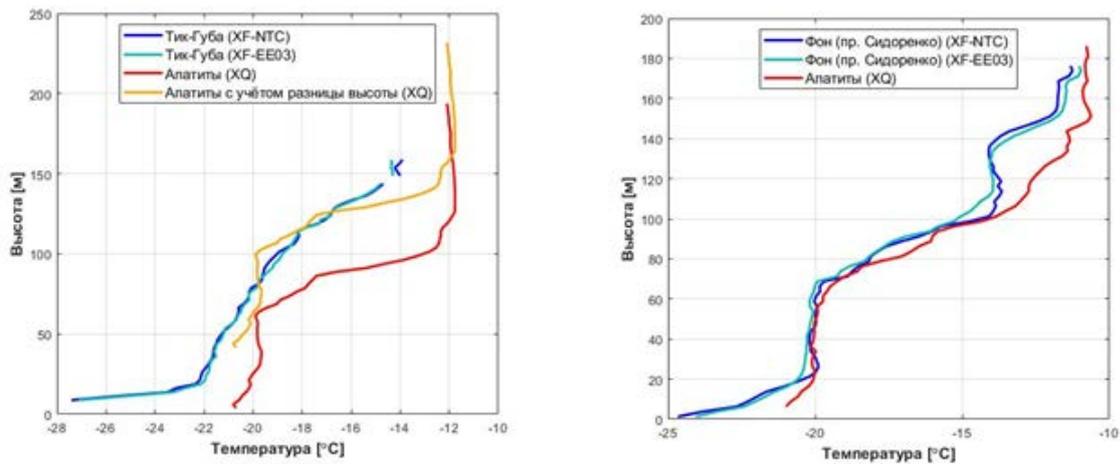


Рис. 1. Профили температур по итогам ночного синхронного зондирования Тик-Губа – Апатиты (03:15 02.02.2019) и пр. Сидоренко – Апатиты (04:10 02.02.2019).

Посредством горизонтального зондирования с помощью передвижного измерительного комплекса была не только поверена репрезентативность показаний датчиков iButton и двух AMC Davis Vantage Pro2, но и дополнена пространственная картина распределения температуры. Наибольшие контрасты между центром города и окружающими его ландшафтами были получены в ночь с 02 на 03 февраля, когда в центре городского пространства температура воздуха составляла порядка -24°C , на периферии города -26°C , на озере Имандра температура воздуха была ниже -32°C . На фоновой территории, имеющей ту же абсолютную высоту над уровнем моря, что и центр Апатитов, температура воздуха составила -28°C , что также обуславливает наличие температурных контрастов, вызванных не только рельефом, но и городским островом тепла.

В условиях антициклональной погоды была рассмотрена пространственная неоднородность температуры в рамках городских ландшафтов путем анализа показаний датчиков iButton и данные двух AMC Davis Vantage Pro2. По результатам наблюдений хорошо прослеживался остров тепла города Апатиты. На картах (рис. №1, 2) прослеживается последовательное изменение температуры от периферии города к центру. Притом положительные значения соответствуют районам с повышенной температурой.

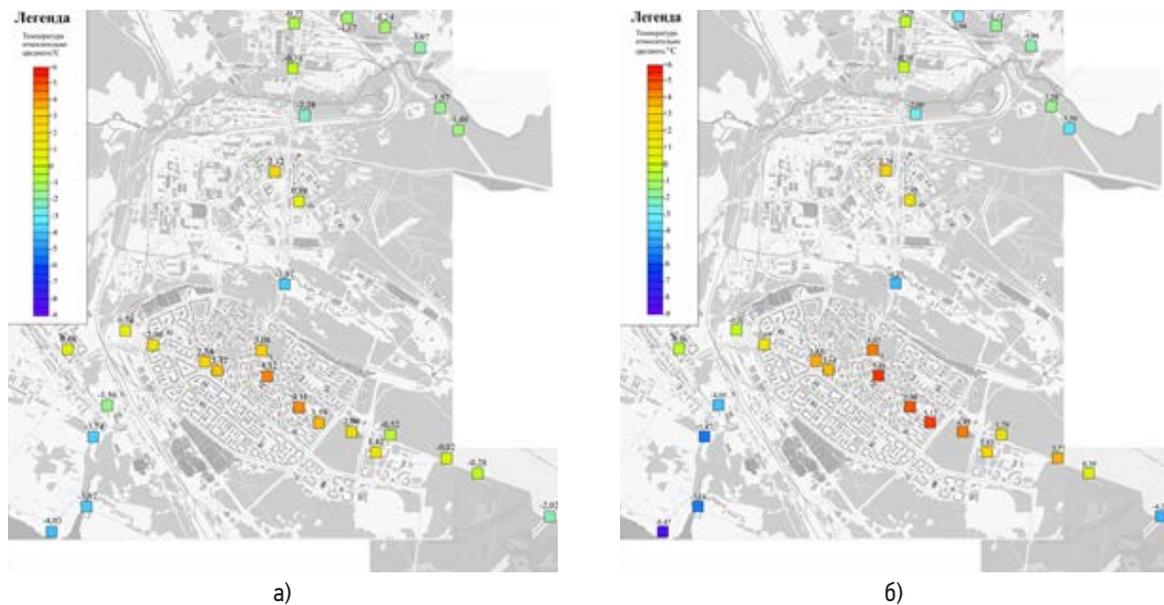


Рис.2. Отклонение температуры в точке наблюдения от среднего по всем датчикам iButton. На рис.2a за место нуля принята температура $-25,4^{\circ}\text{C}$, и на картосхеме показаны средние значения за 01.02–03.02. На рис.2b за место нуля принята температура $-23,87^{\circ}\text{C}$, показан максимально интенсивный городской остров тепла.

В центральной части города в среднем за холодный период температура была на 8°C больше, чем на станции Тик-Губа – самой холодной точке исследуемой местности. Более того, достаточно сильно прослеживался результат действия так называемого городского каньона, который в условиях выхолаживания переотражает тепловое излучение зданий, уменьшая скорость охлаждения зданий и местности вокруг них. Единовременные контрасты температуры воздуха по данным измерений на высоте 2 метра

в пределах и за городом достигали 10°C. Было показано, что при благоприятных синоптических условиях в пределах города формируется мощный остров тепла, являющийся ключевым фактором формирования пространственного распределения температуры в городе и его окрестностях.

Помимо метеорологических измерений, была заложена основа для последующего микромасштабного моделирования атмосферных процессов внутри городского полого, для чего в результате маршрутных наблюдений была окончательно заполнена онлайн-база доступных данных о форме и высотах зданий центрального ядра г.Апатиты.

Также было проведено исследование успешности воспроизведения подобных явлений региональными прогностическими моделями, и даже предпринята попытка смоделировать вышеописанные процессы в приземном пограничном слое с помощью модельного пакета WRF-ARW.

Исследование было выполнено при поддержке проекта РФФИ 18-05-60126.

River runoff simulation in the INM RAS-MSU land surface scheme

¹Medvedev A., ^{2,1}Stepanenko V., ^{3,2}Bogomolov V.

¹ Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

² RCC MSU, Moscow, Russia

³ Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

E-mail: alexbear95@yandex.ru

River runoff is one of the components of the global hydrological cycle. In the INM RAS-MSU model river runoff set the flow of fresh water into the ocean that affecting the thermohaline circulation. Besides, the runoff is a convenient criterion for the land model validation – it characterizes the errors in a water balance calculation on the catchment, wherein a runoff measured data is accurate and well-covered. Need for improvement of runoff calculation in Earth system models and weather forecast systems are justified by following circumstances:

- the river runoff determine carbon inflow in ocean [Malakhova and Golubeva, 2007; Raymond et al., 2013] that is not enough considered now in climate models;
- a surface area of rivers is about $0.58 \pm 0.06\%$ [Allen and Pavelsky, 2018] of surface area, but heat and radiation fluxes from them are usually not explicit considered in models; in medium-term perspective rivers are expected to be added as a particular surface tile within the framework of the mosaic approach and so runoff will be their main characteristic which determines surface area;
- a realistic calculation of rivers level and discharge in climate and weather forecast models would be between the most demanded products of calculation.

Studies of the accuracy of the river runoff calculation in the INM-RAS MSU model have been started only in recent years [Nasonova et al., 2018]. The report highlights the study of the sensitivity of the runoff-calculation block to the correction of outer parameters and functional form of some parametrizations. The success of the introduction of certain solutions was estimated by comparing the values of the simulated and observed runoff in the mouths of large (resolved on the model grid) rivers. Verification was mainly carried out for the Northern Dvina basin [Stepanenko et al., in prep.]. The choice of the basin was justified by the criteria of uniformity of the relief, minimization of anthropogenic change of the territory and regulation of the runoff, the absence of complicating factors – permafrost influence of soil characteristics, glacier supply, etc. The ERA-Interim reanalysis for 1979-1994 was used as a source of meteorological forcing (spatial resolution $1^\circ \times 1^\circ$, temporal – 6 hours). For river net construction global river flow direction and slope data from ISIMIP project was used (spatial resolution $0.5^\circ \times 0.5^\circ$) [Döll and Lehner, 2002].

The changes were made in INM RAS-MSU model are listed below.

1) Increase the resolution of the spatial grid. Initial model version worked on a $2^\circ \times 1.5^\circ$ grid; the transition to the $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ grid was made, with the replacing of initial surface types and soil size distribution [Wilson and Henderson-Sellers, 1985] with ECOCLIMAP-I data [Champeaux et al., 2005] and ISIMIP2b data for lake distribution [Lehner and Doll, 2004; Choulga et al., 2014].

2) Correction of function describing the stress of stomatal resistance due to soil moisture. In initial model version the stress-factor had the form of a decreasing linear function on the “wilting interval” - for critical values of the available soil moisture; the interval was shortened by the experience of other models [e.g., Klimarechenzentrum et al., 1992].

2) Recalculation of the dynamic roughness map. Dynamic roughness in the initial model version was calculated through a dependence on the absolute height of the relief; it was replaced by the assignment of parametric values for different surface tiles [Davenport et al., 2000] and further weighted cell averaging according to the mosaic concept.

3) Setting of the leaf surface index (LAI) seasonal changes. In initial model version LAI values were set for each type of vegetation and did not change in time [Dorman and Sellers, 1989]; in new version values set for each month [Bonan, 1996].

4) An initial time-constant values of snow-free surface albedo for each cell [Wilson and Henderson-Sellers, 1985] were replaced by a dynamic calculation of albedo for each surface tile and further weighted averaging for cell [Bonan, 1996].

The corrections listed above let to significantly improving of the river runoff calculation.

The work is carried out at the Lomonosov Moscow State University and is supported by grants RFBR 17-05-01165-a.

Развитие параметризации речного стока в модели суши ИВМ РАН-МГУ

¹Медведев А.И., ^{2,1}Степаненко В.М., ^{3,2}Богомолов В.Ю.

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Россия

² НИВЦ МГУ, Москва, Россия

³ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

E-mail: alexbear95@yandex.ru

Речной сток – одно из звеньев глобального гидрологического цикла. В модели Земной системы ИВМ РАН-МГУ речной сток определяет поток пресной воды в океан, влияющий, в свою очередь, на термохалинную циркуляцию. Помимо этого, величина речного стока в устье реки – удобный критерий валидации модели суши, т. к. эта величина характеризует ошибки определения водного баланса на водосборе; измерения стока производятся при этом с большой точностью и покрывают большинство крупных и средних рек. Усовершенствование расчёта речного стока в моделях Земной системы и системах прогноза погоды мотивируют следующие обстоятельства:

– со стоком рек в океан выносятся большая масса органических веществ, метана [Малахова и Голубева, 2007] и неорганического углерода; реки являются существенным источником углекислого газа климатической системе [Raymond et al., 2013]; эти эффекты к настоящему времени не учтены в климатических моделях, либо учтены в упрощённом виде;

– площадь поверхности рек составляет по последним оценкам $0.58 \pm 0.06\%$ [Allen and Pavelsky, 2018] площади суши, в отдельных регионах эта величина значительно выше, при этом потоки тепла и радиации с поверхности этих объектов явно не учитываются в моделях климата и прогноза погоды; в среднесрочной перспективе следует ожидать добавление рек как отдельного типа поверхности суши в рамках мозаичного подхода; в таком случае, величина стока будет являться их основной характеристикой, определяющей площадь поверхности рек;

– реалистичный расчёт уровня и расхода рек в рамках моделей Земной системы и прогноза погоды был бы одним из наиболее востребованных продуктов расчёта по этим моделям.

Исследования точности расчета речного стока в модели ИВМ РАН-МГУ начали проводиться только в последние годы [Nasonova et al., 2018]. В докладе освещается исследование чувствительности схемы стокообразования к корректировке внешних параметров и функциональной формы ряда параметризаций. Успешность введения тех или иных поправок оценивалась путем сравнения величин моделируемого и наблюдаемого стока в замыкающих створах крупных (разрешаемых на модельной сетке) рек. Верификация главным образом производилась по бассейну Северной Двины (рис. 1) [Степаненко и др., in prep.]. Выбор бассейна был определен критериями однородности рельефа, минимизации хозяйственного освоения территории и зарегулированности стока, отсутствие осложняющих факторов – ледникового питания, вечной мерзлоты, существенно модифицирующей гидравлические свойства грунта и т.п. В качестве источника метеорологического воздействия использовался реанализ ERA-Interim за 1979-1994 гг. (пространственное разрешение – $1^\circ \times 1^\circ$, временное – 6 часов). Для построения графа речной сети и определённых на нём параметров рек использовались данные глобального распределения направлений стока и уклонов русел на сетке $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, предоставленные проектом ISIMIP (<https://www.isimip.org/>) и подготовленные ранее для проекта сравнения моделей GWSP-WATCH на основе базы DDM30 [Döll and Lehner, 2002].

В модели суши ИВМ РАН-МГУ произведены следующие изменения:

1) Увеличение разрешения пространственной сетки. Базовая версия модели работает на сетке $2^\circ \times 1.5^\circ$; был произведен переход на сетку $0.5^\circ \times 0.5^\circ$, при этом изначальное распределение типов поверхности и гранулометрического состава почв [Wilson and Henderson-Sellers, 1985] были заменены на данные ECOCLIMAP-I [Champeaux et al., 2005], а распределение озер задано согласно требованиям проекта ISIMIP2b [Lehner and Döll, 2004; Choulga et al., 2014].

2) Скорректирован вид функции влияния почвенной влажности на устьичное сопротивление. В базовой версии модели была принята функция, имеющая вид убывающей линейной зависимости на «интервале завядания» - при критических значениях доступной почвенной влаги; интервал был сокращен по опыту других моделей [например, Klimarechenzentrum et al., 1992].

3) Перерасчитана карта коэффициента динамической шероховатости. Динамическая шероховатость в модели изначально вычислялась с помощью линейной зависимости от абсолютной высоты рельефа; она была заменена на присвоение различным типам поверхности параметрических значений [Davenport et al., 2000] и последующее взвешенное осреднение по ячейке согласно мозаичной концепции.

3) Задан сезонный ход листового индекса (LAI – Leaf Area Index). В базовой версии значения LAI были установлены для каждого типа растительности неизменными со временем [Dorman and Sellers, 1989]; в новой версии используется годовой ход месячных значений для каждого типа растительности [Bonan, 1996].

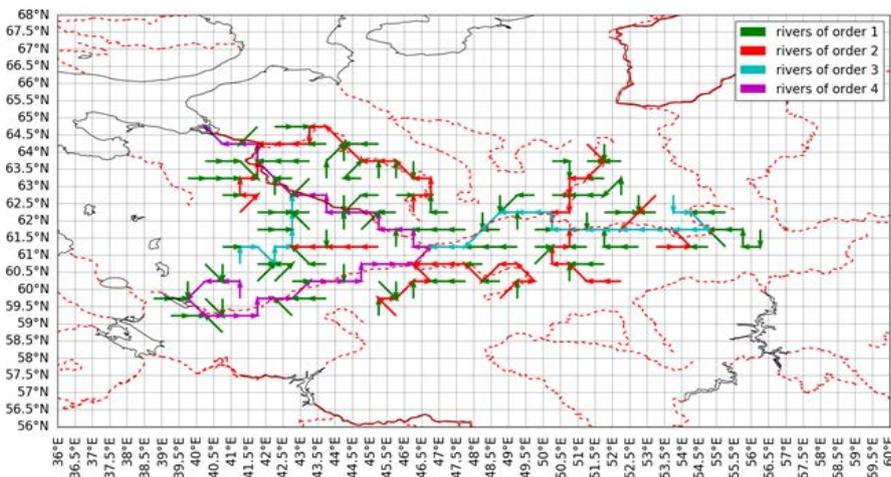


Рис. 1. Поле направлений стока в модели суши ИВМ РАН-МГУ на сетке $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ на севере Европейской части России. Бассейн Северной Двины. Цветами рёбер графа показаны реки одинакового порядка. Прерывистые красные линии – действительные реки. Чёрным цветом изображена береговая линия.

4) Изначально неизменные во времени значения альbedo незаснеженной поверхности для каждой ячейки [Wilson and Henderson-Sellers, 1985] заменены на динамическое определение альbedo для каждого типа поверхности и последующее взвешенное осреднение [Bonan, 1996].

Корректировка перечисленных, наиболее грубых подходов, позволила значительно улучшить результаты расчета речного стока (рис. 2).

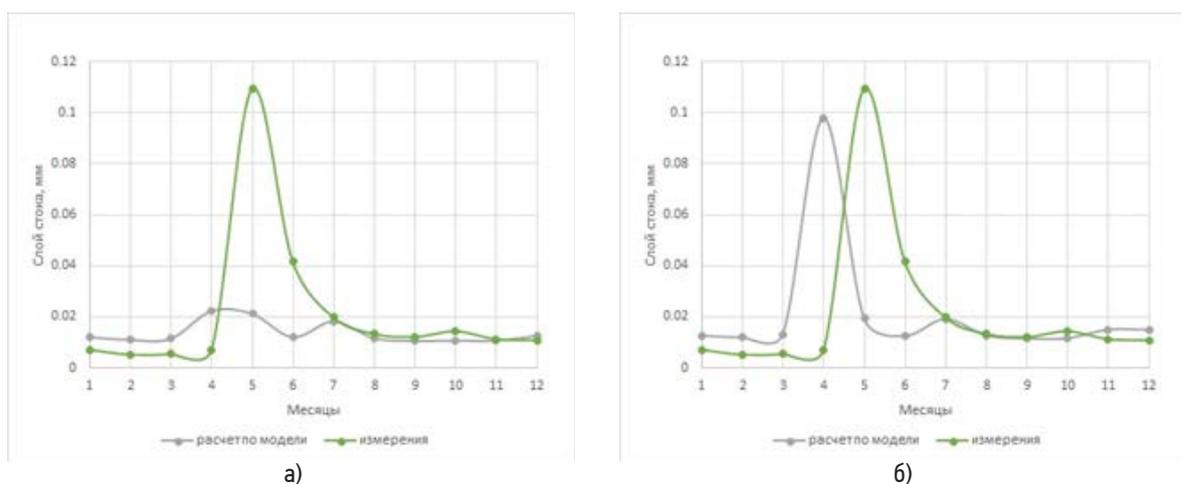


Рис. 2. Месячные суммы слоя стока Северной Двины за 1980 г. а) до изменений; б) после изменений

Работа выполняется в МГУ имени М.В. Ломоносова и поддержана грантом РФФИ 17-05-01165-а “Параметризация речной сети для моделей Земной системы” (в части развития параметризации речной системы).

Литература:

1. Малахова В. В., Голубева Е. Н. Роль сибирских рек в увеличении концентрации растворенного метана в водах Восточно-Сибирского шельфа // *Оптика атмосферы и океана*. – 2012. – Vol. 25. – No. 6. – pp. 534.
2. Степаненко В. М. и др. Параметризация речной сети для моделей Земной системы. – *in prep.*
3. Allen G. H., Pavelsky T. M. *Global extent of rivers and streams* // *Science*. – 2018. – Vol. 361. – No. 6402. – pp. 585-588.
4. Bonan G. B. *Land surface model (LSM version 1.0) for ecological, hydrological, and atmospheric studies: Technical description and users guide. Technical note*. – National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO (United States). *Climate and Global Dynamics Div.*, 1996. – No. PB-97-131494/XAB; NCAR/TN-417-STR.
5. Champeaux J. L., Masson V., Chauvin F. *ECOCLIMAP: a global database of land surface parameters at 1 km resolution* // *Meteorological Applications*. – 2005. – Vol. 12. – No. 1. – pp. 29-32.
6. Choulga M. et al. *Estimation of the mean depth of boreal lakes for use in numerical weather prediction and climate modelling* // *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*. – 2014. – Vol. 66. – No. 1. – pp. 21295.
7. Davenport A. G. et al. *Estimating the roughness of cities and sheltered country* // *Proceedings 12th Conference on Applied Climatology, Asheville, NC, American Meteorological Society, Boston*. – 2000. – pp. 96-99.
8. Dorman J. L., Sellers P. J. *A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the simple biosphere model (SiB)* // *Journal of Applied Meteorology*. – 1989. – Vol. 28. – No. 9. – pp. 833-855.
9. Döll P., Lehner B. *Validation of a new global 30-min drainage direction map* // *Journal of Hydrology*. – 2002. – Vol. 258. – No. 1-4. – pp. 214-231.
10. Klimarechenzentrum D. et al. *The ECHAM3 atmospheric general circulation model* // *Techn. Rep.* – 1992. – Vol. 6.
11. Lehner B., Döll P. *Development and validation of a global database of lakes, reservoirs and wetlands* // *Journal of Hydrology*. – 2004. – Vol. 296. – No. 1-4. – pp. 1-22.
12. Nasonova O. N. et al. *Application of the Land Surface Model SWAP and Global Climate Model INMCM4.0 for Projecting Runoff of Northern Russian Rivers. 1. Historical Simulations* // *Water Resources*. – 2018. – Vol. 45. – No. 2. – pp. 73-84.
13. Raymond P. A. et al. *Global carbon dioxide emissions from inland waters* // *Nature*. – 2013. – Vol. 503. – No. 7476. – pp. 355.
14. Wilson M. F., Henderson-Sellers A. *A global archive of land cover and soils data for use in general circulation climate models* // *Journal of Climatology*. – 1985. – Vol. 5. – No. 2. – pp. 119-143.

Experimental studies of atmospheric turbulence characteristics in the urban canyon

^{1,2}Pashkin A., ^{3,2}Bogomolov V., ⁴Stepanenko V., ^{1,2}Repina I., ³Smirnov S.

¹A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

²Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia

³Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

⁴RCC MSU, Moscow, Russia

E-mail: artem.ifa64@gmail.com

The information on turbulent heat and momentum fluxes in the atmospheric boundary layer (ABL) is need for climate modeling and weather forecasting. The parametrization traditionally used in atmospheric modeling, energy-balance and biogeochemical calculations is based on the Monin-Obukhov similarity theory (MOST), which assumes an underlying surface having a uniform horizontal distribution of aerodynamic and temperature roughness and turbulent fluxes (Monin, Obukhov 1954). Over heterogeneous landscapes, the conditions of statistical homogeneity are violated, which requires specialized experiments to establish the limits of applicability of the MOST and to study both the vertical and horizontal structure of turbulence in the surface layer of the atmosphere (Stepanenko et al., 2018, Barskov et al., 2017). In the presence of horizontal and vertical gradients of turbulent transfer, the use of MOST should lead to errors, the level of which is currently not well understood. Also, the presence of spatial inhomogeneities can serve as a cause of thermal non-adjunction, a problem identified in many field experiments (Leuning et al. 2012). Conventionally, surface heterogeneity can be divided into three groups, which can be combined with each other: a step of different

height and length, which causes the wind flow to break off (the edge of the forest, the sea shore, the precipice), areas with sharply excellent roughness among the uniform terrain (forest glades, lakes surrounded by forest, city squares) and extended tunnels (river beds, mountain gorges, city canyons). Field measurements of atmospheric turbulence characteristics in such conditions are extremely rare, especially considering the spatial heterogeneity of atmospheric turbulence, and the estimates of the spatial distribution of the characteristics of turbulence mainly rely on the results of LES modeling and laboratory experiments (Glazunov 2014; Glazunov, Stepanenko 2015). The study of the ABL turbulent structure within urban area is a particularly important task. Assessment and prediction of microclimate and ecology in the cities and its surroundings is the task of determining the statistical characteristics of stratified turbulent fluxes with spatial detail up to a scale comparable to the scale of individual buildings. It is known that the accumulation of pollutants in the urban environment is determined not only by the location of pollution sources, but also by the structure of the building (Baklanov et al., 2008). Urban canyons significantly change the wind regime in the surface layer of the atmosphere (Starchenko et al., 2015), creating heterogeneity of pollution deposition and wind tunnels. This factor leads to a significant heterogeneity of the pollution field of the urban environment. The study of the wind flow dynamics inside the city canyon is also important for modeling the effects of the urban heat island, especially during winter and nighttime in conditions of stable stratification (Oke et al., 2017).

In the present work the experiment, which is carried out under all-weather monitoring atmospheric turbulence structure in conditions similar to urban canyon conditions. Measurements are made on the basis of the Geophysical Observatory of the Institute of monitoring of climatic and ecological systems SB RAS, Tomsk. The measurement system includes seven sonic anemometers located at different points on the ground platform and at different heights. Measurements are accompanied by recording the surface temperature, the components of the radiation balance, and the structure of the atmospheric boundary layer. Data collection is performed on a server. The location of the sensors of the ground platform allows to evaluate the members of the balance equations and, accordingly, the contribution of horizontal and vertical transport to the formation of turbulent fluxes.

A data processing system is currently being developed that will allow online determination of the atmospheric turbulence statistical characteristics (moments of various orders, dispersion ratios, correlation coefficients). Now the experiment works in a test mode and the report will present the first results of its use.

This work was supported by grants RSF 17-17-01210 (in terms of developing a methodology for measuring atmospheric turbulence over heterogeneous landscapes) and a grant of the RFBR 18-05-60126.

Экспериментальные исследования характеристик атмосферной турбулентности в городском каньоне

^{1,2}Пашкин А.Д., ^{3,2}Богомолов В.Ю., ⁴Степаненко В.М., ^{1,2}Репина И.А., ³Смирнов С.В.

¹ Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Россия

³ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

⁴ НИВЦ МГУ, Россия

E-mail: artem.ifa64@gmail.com

Для моделирования климата и прогноза погоды необходима информация о турбулентных потоках тепла и импульса в атмосферном пограничном слое (АПС). Традиционно применяемые в атмосферном моделировании, энергобалансовых и биогеохимических расчетах параметризации основаны на выводах теории подобия Монина-Обухова (ТПМО), которая предполагает подстилающую поверхность, обладающую однородным горизонтальным распределением аэродинамической и температурной шероховатости и турбулентных потоков (Монин, Обухов 1954). Над неоднородными ландшафтами условия статистической однородности нарушаются, что требует проведения специализированных экспериментов по установлению границ применимости ТПМО и по исследованию как вертикальной, так и горизонтальной структуры турбулентности в приземном слое атмосферы (Степаненко и др., 2018, Barskov et al., 2017). При наличии горизонтальных и вертикальных градиентов турбулентного переноса применение ТПМО должно приводить к ошибкам, уровень которых к настоящему времени изучен недостаточно. Также наличие пространственных неоднородностей может служить причиной незамыкания теплового баланса – проблемой, выявленной во многих натуральных экспериментах (Leuning et al. 2012). Условно неоднородности поверхности можно разделить на три группы, которые могут и комбинироваться между собой: ступенька различной высоты и протяженности, служащая причиной отрыва ветрового потока (опушка леса, берег моря, обрыв), участки с резко отличной шероховатостью среди однородного рельефа (лесные поляны, озера, окруженные лесом, городские площади) и протяженные туннели (русла рек, горные ущелья, городские каньоны). Натурные измерения характеристик

атмосферной турбулентности в таких условиях рельефа крайне редки, особенно с учетом пространственной неоднородности атмосферной турбулентности, а оценки пространственного распределения характеристик турбулентности при этом в основном опираются на результаты LES моделирования и лабораторных экспериментов (Глазунов 2014; Глазунов, Степаненко 2015). Исследование турбулентной структуры АПС внутри городской застройки является особенно важной задачей. Оценка и прогнозирование микроклимата и экологии в городах и их окрестностях является задачей определения статистических характеристик стратифицированных турбулентных течений с пространственной детализацией вплоть до масштабов, сравнимых с масштабами отдельных зданий. Известно, что накопление загрязнителей в городской среде определяется не только размещением источников загрязнения, но и структурой застройки (Baklanov et al., 2008). Городские каньоны существенно изменяют ветровой режим в приземном слое атмосферы (Старченко и др., 2015), создавая неоднородности осаждения загрязнений и ветровые туннели. Этот фактор приводит к значительной неоднородности поля загрязнения городской среды. Также исследование динамики ветрового потока внутри городского каньона важно для моделирования эффектов городского острова тепла, особенно в зимнее и ночное время в условиях устойчивой стратификации (Oke et al., 2017).

В настоящей работе представлен эксперимент, в рамках которого проводится всесезонный мониторинг структуры атмосферной турбулентности в условиях, приближенных к условиям городского каньона. Измерения проводятся на базе Геофизической обсерватории Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск. Наблюдательная площадка расположена на высоте 167 м над уровнем моря внутри разноэтажной застройки с высотами зданий от 11 до 21 м (Рис. 1а). На Юго-западе от площадки находится лес с высотой деревьев не менее 30 м. Преобладают южные и юго-западные ветра, то есть с открытой стороны. В измерительную схему входит 7 акустических анемометров АКМ-03, позволяющих измерять пульсации трех компонент скорости ветра и температуры с частотой до 80 Гц (<http://meteosap.ru/catalog/amk-03/>), производства ИМКЭС СО РАН (ООО "Сибаналитприбор"). Пять анемометров размещены на наземной площадке: 3 АКМ на высоте 2 м, один на высоте 10 м и ещё один у кромки леса на высоте 28 м. Два анемометра размещены на окружающих метеоплощадку зданиях. Схема расположения анемометров на наземной площадке показана на рис. 1б. Общая схема размещения приборов представлена на рис. 1а, сведения о которых приведены в таблице 1. Измерения сопровождаются регистрацией температуры поверхности, составляющих радиационного баланса, а также структуры пограничного слоя атмосферы. Сбор данных производится на единый сервер.



Рис. 1. Схема расположения мачт (а) и нижней (наземной) наблюдательной площадки (б) Геофизической обсерватории ИМКЭС СО РАН.

Табл. 1. Сведения о размещении акустических термоанемометров на мачтах.

Мачта	Расположение мачты	Высота датч. над у. з. (м)	Датчик
			тип/№ /част. изм. (Гц)
M28	нижняя наблюдательная площадка	28	ДСВ-15Б/15.407/80
M10.2	нижняя наблюдательная площадка	10	ДСВ-15Б/15.409/80
		2	ДСВ-15Б/15.408/80
M6	верхняя наблюдательная площадка	26	ДСВ-15Б/15.104/10
M4	крыша корпуса Б	24	ДСВ-15Б/15.030/80
M2.1	нижняя наблюдательная площадка	2	ТАА-01/18.002/80
M2.2	нижняя наблюдательная площадка	2	ДСВ-15Б/15.417/80

Схема расположения датчиков наземной площадки была ранее апробирована при измерениях структуры турбулентности над озером, окруженным лесом (Степаненко и др., 2018), и позволяет оценить члены уравнений баланса и, соответственно, вклада горизонтального и вертикального переноса в формирование турбулентных потоков. В частности, мы можем оценить порядок всех членов уравнения баланса турбулентной кинетической энергии (ТКЭ) $K = \frac{1}{2} \overline{u_i'^2}$ (Монин, Яглом 1965):

$$\frac{\partial \rho K}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho \overline{u_j' K}) = - \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\frac{1}{2} \overline{\rho u_i' u_i' u_j'} \right) - \frac{\partial}{\partial x_j} (\overline{p' u_j'}) - \rho \overline{u_i' u_j'} \frac{\partial \overline{u_i}}{\partial x_j} + \frac{g}{\theta} \overline{\rho \theta' u_i'} - \rho \varepsilon, \quad (1)$$

здесь ρ – плотность воздуха; p' – пульсации атмосферного давления; θ и θ' – среднее значение и пульсации потенциальной температуры; u_j и u_{ji} – трех компонент скорости ветра u, v, w ; x_j – три координаты x, y, z ; ε – скорость диссипации ТКЭ.

Аналогично для баланса потока тепла $F = \overline{w' \theta'}$:

$$\begin{aligned} \frac{\partial F}{\partial t} + u \frac{\partial F}{\partial x} + v \frac{\partial F}{\partial y} + w \frac{\partial F}{\partial z} = & - \frac{\partial \overline{u' w' \theta'}}{\partial x} - \frac{\partial \overline{v' w' \theta'}}{\partial y} - \frac{\partial \overline{w' w' \theta'}}{\partial z} - \overline{u_i' \theta'} \frac{\partial \overline{w}}{\partial x_i} - \overline{u_i' w'} \frac{\partial \overline{\theta}}{\partial x_i} - \\ & \frac{1}{\rho} \overline{\theta' \frac{\partial p'}{\partial z}} + \frac{g}{\theta_0} \overline{\theta'^2} + \overline{v \theta' \Delta^2 w'} + \overline{\kappa w' \Delta^2 \theta'}, \end{aligned} \quad (2)$$

где обозначения аналогичны (1), а u, v и w – три компоненты скорости ветра. Данные эксперимента позволяют оценить все члены этого уравнения, кроме турбулентного переноса пульсациями давления.

В настоящее время разрабатывается система обработки данных, которая позволит в оперативном режиме определять статистические характеристики атмосферной турбулентности (моменты различных порядков, дисперсионные соотношения, коэффициенты корреляции).

Экспериментальная установка работает в тестовом режиме, и в докладе будут представлены первые результаты ее использования.

Работа поддержана грантами РНФ 17-17-01210 “Исследование процессов взаимодействия атмосферного пограничного слоя умеренных и высоких широт с деятельным слоем суши и водоёмами: разработка параметризаций для моделей Земной системы” (в части разработки методики измерения атмосферной турбулентности над неоднородными ландшафтами) и грантом РФФИ 18-05-60126 «Диагноз и численное моделирование динамики пограничного слоя атмосферы и состояния наземных экосистем Арктики в условиях антропогенной нагрузки» в части применения разработки параметризаций динамики АПС для городских условий.

Литература:

1. Глазунов А.В. Численное моделирование устойчиво-стратифицированных турбулентных течений над поверхностью городского типа. Спектры и масштабы, параметризация профилей температуры и скорости // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50, № 4. С. 406–419.
2. Глазунов А.В., Степаненко В.М. Вихреразрешающее моделирование стратифицированных турбулентных течений над неоднородными ландшафтами // Известия РАН, Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 4. С. 403–415.
3. Монин А.С., Обухов А.М. Основные закономерности турбулентного перемешивания в приземном слое атмосферы // Труды ГЕОФИАН. 1954. № 24 (151). С. 163–187.
4. Старченко А.В., Нутерман Р.Б., Данилкин Е.А., Моделирование Ч. Численное моделирование турбулентных течений и переноса примеси в уличных каньонах. Томск: Издательство Томского университета, 2015. 252 с.
5. Степаненко В.М., Репина И.А., Барсков К.В., Артамонов А.Ю., Богомолов В.Ю., Варенцов М.И., Гавриков А.В., Пашкин А.Д. Исследование структуры атмосферной турбулентности над неоднородным ландшафтом // Турбулентность, динамика атмосферы и климата: Сборник трудов/ Москва: “Физматкнига”, 2018. С. 81–93.
6. Baklanov A., Mestayer P., Clappier A., Zilitinkevich S., Joffre S., Mahura A., Nielsen N.W. Towards improving the simulation of meteorological fields in urban areas through updated/ advanced surface fluxes description // Atmospheric Chemistry and Physics, 2008, vol. 8. – Pp. 523–543.
7. Barskov K.V., Chernyshev R.V., Stepanenko V.M., Repina I.A., Artamonov A.Y., Guseva S.P., Gavrikov A.V. Experimental study of heat and momentum exchange between a forest lake and the atmosphere in winter // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2017. V. 96. No 1. P. 012003.
8. Leuning R., van Gorsel E., Massman W.J., Isaac P.R. Reflections on the surface energy imbalance problem // Agric. Forest Meteorol. 2012. V. 156. P. 65–74.
9. Oke T.R., Mills G., Christen A., Voogt J.A. Urban climates. : Cambridge University Press, 2017.

SESSION V

COMPUTATIONAL AND INFORMATIONAL TECHNOLOGIES FOR EARTH SCIENCES

СЕКЦИЯ V

ВЫЧИСЛИТЕЛЬНЫЕ И ИНФОРМАЦИОННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ДЛЯ НАУК О ЗЕМЛЕ



Development of hydrometeorological support for consumers using modern IT

Vyazilov E.

RIHMI-WDC, Obninsk, Russia
E-mail: vjaz@meteo.ru

Damage from disasters is increasing. Requirements for the speed of providing information, the volume of transmitted data, and forms of visualization with modern IT have changed. Requires automated detection and transfer to information on hazards. To improve the efficiency of hydrometeorological support (HMS), are developing the integration of heterogeneous and distributed data; automatic exchange of meta-data and data with other systems; accounting of manufactured information products (IP); HMS evolution.

The goal of data integration is to remove technical and organizational barriers to ensure transparency and unimpeded data exchange between systems. The most developed data integration system in Russia in the field of hydrometeorology is the Unified State Information System on the State of the World Ocean (<http://esimo.ru>). Using this system, the user can get real-time data transmitted via the global telecommunication network (GTS) channels from one source at any time, over any region, any environment parameter; forecast information in the grid nodes and climate information. It is also necessary to develop data integration at the level of regional offices Roshydromet, observatories, stations. In this case, the following principles of connecting sensors and complexes should be used: create the tool monitoring the state of operation of measuring complexes — when any sensor fails, a message should automatically appear; failure of any sensor should not affect the performance of the entire system; setting up new sensors should be done automatically; information about measuring systems, sensors should be stored in metadata; formation of telegrams for data transmission over GTS channels and files in the historical data format.

The current level of IT development requires a machine-to-machine interaction of existing information systems - machine-to-machine (M2M). The primary means of interaction are web services, rest services, or the development of standardized application interfaces (APIs). To provide information on observation points from the Automated Accounting System of Observational Units (ASUNP, <http://asunp.meteo.ru/portal/asunp/>) to the Territorial Planning System of the Ministry of Economic Development of Russia, a web service that provides information in JSON format.

The first attempt to take into account the main information resources and the IP made on the Roshydromet website (<http://www.meteorf.ru/product/info/>), where there are 41 links to the IP, presented on the research institutes and Roshydromet regional offices websites. As part of the development of the Integrated Information System (IIS) IP will be integrated by describing the metadata. Accounting of IP allows you to control relevance, and most importantly - to reduce duplication in the preparation of IP.

WMO has put forward a new HMS paradigm. We cannot force business leaders to use hydrometeorological information more actively for decision-making. But we can increase the level of automation of communicating information that and only that which is needed at the moment for making decisions, and not only bring, but also help the manager to understand what impacts of disasters are possible and what needs to be done to reduce or prevent these impact, taking into account possible damage and cost of preventive measures. For this purpose, decision support systems are created that allow you to implement a personalized approach to the hydrometeorological support of enterprise managers – each facility has its own set of indicators and its own threshold values of the hydrometeorological situation indicators; develop tools for automatic data transfer to potential users when the threshold values of indicators are exceeded.

For the first time, new directions for automating the HMS of consumers proposed, related to the integration of data, the automatic exchange of metadata and data with other systems, accounting of the IP.

The work financially supported by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation, a unique project identifier RFMEFI61618X0103.

Развитие гидрометеорологического обеспечения потребителей с использованием современных ИТ

Вязилов Е.Д.

ВНИИГМИ-МЦД, Обнинск, Россия
E-mail: vjaz@meteo.ru

Ежегодно среднестатистическое предприятие теряет порядка 3-7% своей прибыли из-за незапланированных простоев, аварийных ситуаций, которые связаны с гидрометеорологической обстановкой. Растут убытки от опасных явлений (ОЯ). Изменились требования к скорости предоставления информации, объемам передаваемых данных, формам визуализации за счет использования современных ИТ. Пользователю нужна гидрометеорологическая информация (ГМИ), только тогда, когда значения показателей неблагоприятных явлений (НЯ) и ОЯ превышают локальные пороговые значения. Требуется автоматизированное выявление и доведение сведений о НЯ и ОЯ. Нужна автоматизация использования ГМИ в бизнес-процессах предприятий. Имеется насущная необходимость автоматизированного управления всеми процессами сбора, обработки, обслуживания ГМИ в едином информационном пространстве, используя пространство имен и общие коды и классификаторы. В современных условиях для развития гидрометеорологического обеспечения (ГМО) необходимо установить прямую связь с конечными пользователями и устранить многочисленные промежуточные звенья между регистрацией состояния гидрометеорологической обстановки и конечными пользователями. Для повышения эффективности ГМО развиваются следующие направления:

- интеграции разнородных и распределенных данных;
- автоматический обмен метаданными и данными с другими системами;
- учет выпускаемой информационной продукции (ИП);
- развитие ГМО.

ИНТЕГРАЦИЯ РАЗНОРОДНЫХ И РАСПРЕДЕЛЕННЫХ ДАННЫХ

Задачей интеграции данных является снятие технических и организационных барьеров, чтобы обеспечить прозрачность и беспрепятственный обмен данными между системами. Наиболее развитой системой интеграции данных в России является Единая государственная система информации о состоянии Мирового океана (<http://esimo.ru>). С помощью этой системы пользователь в любом месте, в любой момент времени, по любому району, параметру окружающей среды имеет возможность получить из одного источника оперативные данные, передаваемые по каналам глобальной сети телесвязи (ГСТ); прогнозную информацию в узлах сетки и климатическую информацию.

В Росгидромете закуплено более 1500 автоматических станций, комплексов для различных видов наблюдений (метео, гидро, агро, др.). Каждый комплекс посылает свое сообщение, нет объединенных данных, полученных с помощью различных комплексов на станции для местного обслуживания, с некоторых станций данные напрямую поступают в НИУ по интернет-каналам. Необходимо развитие интеграции данных на уровне УГМС, обсерваторий, станций. При этом должны использоваться следующие принципы подключения датчиков, комплексов и управления наблюдательной сетью:

- создание локальной сети информационно-измерительных систем (ИИС), связанных с сервером станции и реализованных на подходах «интернет-вещей»;
- мониторинг состояния работы измерительных комплексов - при выходе из строя любого датчика автоматически должно выдаваться сообщение;

- выход из строя любого датчика не должен влиять на работоспособность всей системы;
- настройка новых датчиков должна производиться автоматически, как это делает операционная система компьютера при установке нового устройства;
- сведения об измерительных системах, датчиках должны храниться в метаданных;
- формирование телеграмм для передачи данных по каналам ГСТ локальным пользователям, и файлов в формате режимных данных - в УГМС и ВНИИГМИ-МЦД.

АВТОМАТИЧЕСКИЙ ОБМЕН ИНФОРМАЦИЕЙ С ДРУГИМИ СИСТЕМАМИ

Современный уровень развития ИТ требует межмашинного взаимодействия существующих информационных систем (ИС) - machine to machine (M2M). Основными средствами взаимодействия являются веб-сервисы, rest-сервисы или разработка стандартизованных интерфейсов приложений (API). В настоящее время в Росгидромете реализованы следующие технологии обмена данными.

Для предоставления сведений о пунктах наблюдений из Автоматизированной системы учета наблюдательных подразделений (АСУНП, <http://asunp.meteo.ru/portal/asunp/>) в Систему территориального планирования Минэкономразвития России реализован web-сервис, выдающий сведения в формате JSON. Похожее взаимодействие необходимо для организовать в АСУНП с международной системой учета гидрометеорологических станций ОСКАР (ВМО).

Аналогичный подход используется для предоставления сведений о гидрометеорологических станциях (название, координаты, высота, другие атрибуты), при визуализации оперативных данных метеорологических, прибрежных наблюдений, полученных по каналам ГСТ.

В проектах SeaDataNet и EMODNet Chemistry организован обмен данными между Национальными центрами океанографических данных (НЦОД) европейских стран за счет создания метаданных на каждую океанографическую станцию и ИП, подготовленную в рамках проектов. В проекте EMODNet Ingestion созданы возможности для усвоения массивов данных, созданных различными организациями Европейского союза. Для наиболее интересных данных разработаны программные интерфейсы для их передачи в различные приложения (портала EMODNET, MyOcean, др.).

УЧЕТ ВЫПУСКАЕМОЙ ИНФОРМАЦИОННОЙ ПРОДУКЦИИ

ИП Росгидромета включает бюллетени, ежемесячники, ежегодники, анализы, прогнозы, обобщения, справочники, атласы. Кроме того, существуют другие работы (таблица 1), которые также необходимо учитывать. Первая попытка учесть основные информационные ресурсы (ИР) и продукцию была предпринята на сайте Росгидромета (<http://www.meteorf.ru/product/info/>), где есть 41 ссылка на ИП, представленную на сайтах НИУ и УГМС. У этого варианта имеется несколько недостатков. На эти ИП нет метаданных, которые позволили бы организовать их поиск; ИП на сайте отражает только очень небольшую часть ИП, которая готовится в организациях Росгидромета.

В рамках разработки Интегрированной информационно-технологической системы (ИИТС) предполагается интегрировать ИП Росгидромета за счет описания метаданных. Учет ИП позволит контролировать ее актуальность, а главное - уменьшить дублирование в подготовке похожей ИП. Показатели учета результатов деятельности Росгидромета представлены в таблице 1.

Таблица 1. Показатели учета результатов деятельности УГМС и НИУ.

Вид деятельности	Показатели учета результатов деятельности
Наблюдения и работы	Количество измеряемых комплексов; выполненных сроков; процент выполнения плана.
Экспедиционные исследования	Количество ИИС; проведенных экспедиций; высокоширотных станций; научно-исследовательских судов, судов добровольных наблюдений; плотность сети
Составление телеграмм	Количество и процент полученных телеграмм
Сбор, обмен и передача, доведение данных	Количество зарегистрированных пользователей; переданных сообщений с ИП потребителям; обращений к сайтам
Первичная обработка данных	Процент сбора данных за предыдущий год; полученных данных и переданных в Единый государственный фонд данных; полученных сообщений
Совершенствование ИИС, технологий сбора, распространения и управления данными	Количество экспериментальных ИИС, технологий сбора, архивации, распространения и управления данными; прототипов, введенных в опытную и постоянную эксплуатацию ИИС, технологий сбора, архивации, распространения и управления данными
Обработка данных, включая подготовку сообщений ОЯ	Количество выпускаемой ИП; количество подготовленных анализов, прогнозов, обобщений, оценок изменения климата



Вид деятельности	Показатели учета результатов деятельности
Разработка, испытание и внедрение методов, моделей и технологий	Количество разработанных, испытанных и внедренных методов, моделей и технологий расчетов, прогнозов и мониторинга; ИИС, имеющих метрологический сертификат
Ведение ИР и БД	Количество созданных, поддерживаемых; интегрированных ИР, баз и массивов данных; их актуальность
Эксплуатация ИС и инфраструктуры	Количество ИС и компонентов инфраструктуры, находящихся в разработке, опытной эксплуатации, постоянной эксплуатации
Методическая работа	Количество нарушений в работе сети; инспекций; нормативно-методических документов

РАЗВИТИЕ ГМО

Руководителям предприятий нужны не сами данные, не прогноз и не климатические обобщения, ему нужно знать, что делать в сложившихся или прогнозируемых условиях. В 2012 г. ВМО выдвинула новую парадигму ГМО. Мы не в силах заставить руководителей предприятий активнее использовать гидрометеорологическую информацию для принятия решений. Но мы можем увеличить уровень автоматизации доведения информации той и только той, которая нужна в данный момент для принятия решений, и не только довести, но и помочь руководителю понять, какие воздействия и последствия от ОЯ возможны и что нужно сделать, чтобы уменьшить или предотвратить эти воздействия с учетом возможного ущерба и стоимости превентивных мероприятий. Для этого создаются системы поддержки принятия решений, которые позволяют реализовать персонализированный подход к гидрометеорологическому обеспечению руководителей предприятий - каждому объекту свой состав показателей и свои пороговые значения показателей обстановки; разработать средства автоматической передачи данных не только в центры сбора, но и потенциальным пользователям при превышении пороговых значений показателей [1].

Руководитель должен получить не только значения показателей гидрометеорологической обстановки в электронном виде, но и значение уровня опасности, сведения о возможных воздействиях (последствиях) опасных явлениях, оценку возможного ущерба, рекомендации для принятия превентивных мер и их стоимость, средства выбора наиболее эффективных вариантов решений.

Для того чтобы повысить эффективность использования ГМИ, необходимо ее доставлять непосредственно в бизнес-процессы предприятий, на которые влияет гидрометеорологические условия. Примеры бизнес-процессов представлены ниже.

Морской и речной транспорт. Гидрометеорологическая информация вводится в ГИС для штурманов, что позволяет автоматически учитывать направление и скорость ветра, течений, высоту волн, ледовую обстановку, уровень воды при прохождении мелководных районов; планирование северного завоза с Дальнего Востока или Северо-Запада в зависимости от прогноза вскрытия припая по Северному морскому пути.

Логистика. Учет осадков при разгрузке, хранении в порту и перевозке грузов, боящихся влаги; температуры воздуха – при перевозке скоропортящихся грузов; влажности - при перевозке морем грузов с электронными элементами.

Объект: _____ Горячие клавиши: Перечень ОЯ Виды деятельности _____ Обновление данных, Пороговые значения Меню: Сообщения, Обновления, МетеоМонитор, Квиток получения сообщения об ОЯ ЭММ, МетеоАгент, Мониторинг работы системы Квиток о состоянии оборудования Рекомендательная система Индикация ОЯ звуком, цветом		
Сообщение о НЯ и ОЯ (дата, время, место, название, воздействия) Карта НЯ и ОЯ	МетеоМонитор Карта маршрута, района Графики тенденции изменения	Рекомендательная система Объект База знаний Воздействия Поиск знаний Рекомендации
Пороговые значения (показатель, георайон, тип объекта, вид деятельности, уровень опасности)	МетеоМонитор Сведения об ОЯ Показатели приборов оборудования	ЭММ Оценка ущерба от воздействий об ОЯ Расчет затрат на превентивные мероприятия
Сигнализация об ОЯ Цветовая Звуковая Мнемосхема	НПД и НМД Инструкции Руководства РД	Сведения об объекте Мнемосхема объекта и действующего оборудования Показатели приборов, состояния оборудования

Рисунок 1.
Компоненты ГМО.

Энергетика. Применение долгосрочных прогнозов температуры воздуха для планирования пополнения запасов топлива и осадков для оценки запасов воды в водохранилищах и т.п. Учет текущей температуры воздуха и краткосрочного ее прогноза для автоматического учета температуры в теплосети.

Компоненты ГМО, которые нужны для его развития, представлены на рисунке 1.

ВЫВОДЫ

Впервые предложены новые направления автоматизации гидрометеорологического обеспечения потребителей, связанные с интеграцией данных, автоматическим обменом метаданными и данными с другими системами, учетом выпускаемой ИП. Развитие автоматизации в области ГМО позволит повысить контроль над использованием ИП путем централизации работы по автоматизированному учету запросов пользователей, расчету стоимости, автоматизированному управлению ГМО; доставить в любое время, для любого места, по любому параметру необходимую информацию. Лицо, принимающее решение, получит дополнительное время для обоснования принятия решений; система напомнит ему в случае ОЯ, что объект находится в опасности, что надо сделать, чтобы уменьшить или предотвратить ущерб, а также дать оценку возможного ущерба и рассчитать стоимость превентивных мероприятий.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации, уникальный идентификатор проекта RFMEFI61618X0103.

Литература:

1. Чуняев Н.В., Вязилов Е.Д. О смене парадигмы гидрометеорологического обслуживания сведениями об опасных явлениях // Труды Гидрометцентра России. 2016. Выпуск 362. Гидрометеорологические прогнозы. Под редакцией д-ра геогр. наук Е.С. Нестерова. с. 224-235.

Inverse problems for the study of climate-ecological processes under anthropogenic influences

Penenko V., Tsvetova E.

Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia
E-mail: penenko@sscc.ru, e.tsvetova@ommgp.sccc.ru

To solve environmental problems, we develop a variational approach that provides new opportunities in the formulation, construction and implementation of solutions to direct and inverse problems [1,2]. Examples of direct problems are the well-known problems of forecasting the weather and the quality of the atmosphere, the problems of climate research, etc. In mathematical sense, they are initial boundary value problems in which the result is obtained by successive propagation in time the solution of the system of equations of the corresponding process models starting with the initial data.

With this approach, it is believed that all the necessary parameters of the models, including the initial data, as well as the sources of influences, are known in advance. However, with respect to the parameters and sources, it is not always obvious that they are set reliably. The fact is that usually the parameters are selected from a certain range of values, based on previous knowledge and experience, which leaves an imprint on the quality of the solution. It is especially important to specify the initial data in cases when their impact on the result is large, as, for example, in the weather and air quality forecasts.

Therefore, to improve the reliability of the result, we often refer to the methods of data assimilation, which are included in the modeling technology. In the history of weather forecasting for many years, several approaches to the methods of accounting for observational data have been developed. They are, for example, methods of subjective and objective analysis, nudging procedures, Kalman filtering methods, variational assimilation of data, etc. [3,4]. In fact, the construction of special procedures to obtain initial data for the state functions of the models are procedures for solving inverse problems. In particular, we consider the data assimilation process as a sequential solution of related inverse problems. In fact, data assimilation techniques include the largest class of inverse problems used in climate and environmental studies.

The methods of data assimilation do not exhaust the entire list of inverse problems used in such studies. Much attention has recently been paid to the methods of identification of model parameters and, consequently, the parameters of the simulated processes. Identification of sources of influence, reconstruction of the coefficients in the equations of models are among such problems. There are also performances of inverse problems, which allow to formulate the so-called continuation problems, which consist in the continuation of the solution from the inside of the region on its border and beyond.

In addition to these tasks, the increased attention is paid to the problems of assessing the sensitivity of models and simulated processes to changes of parameters. For these purposes, a sensitivity theory is being de-

veloped, which makes it possible to indicate the range of changes in results depending on the range of changes in parameters. An essential point here is the adoption of the concept of the model "flexibility", that is, the abandonment of the "rigid" formulation by the inclusion of new sought functions, named uncertainty functions, in the process model and in the observation model. The benefit of the new functions is also that they allow you to build methods of real time data assimilation [2].

Among the gaining popularity in recent times, there are methods for exploring the sensitivity of the second order with special models in variations. As a result, a new approach to the study of the sensitivity of target functionals and the solution of inverse problems with second-order variations based on the concept of neighboring extreme trajectories of solutions of direct and adjoint problems is formed.

Обратные задачи для исследования климато-экологических процессов в условиях антропогенных воздействий

Пененко В.В., Цветова Е.А.

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия
E-mail: penenko@sscc.ru, e.tsvetova@ommgp.sscc.ru

Для решения природоохранных задач мы развиваем вариационный подход, который предоставляет новые возможности в формулировке, построении и реализации решений прямых и обратных задач [1,2]. Примерами прямых задач являются всем известные задачи прогнозирования погоды и качества атмосферы, задачи исследования климата и др. В математическом смысле они представляют собой начально-краевые задачи, в которых результат получают последовательным продвижением во времени, начиная с начальных данных, решения системы уравнений соответствующих моделей процессов.

При таком подходе предполагается, что все необходимые параметры моделей, в том числе и начальные данные, а также источники воздействий, известны заранее. Однако относительно параметров и источников далеко не всегда очевидно, что они заданы достоверно. Дело в том, что обычно параметры выбирают из некоторого диапазона значений, опираясь на предыдущие знания и опыт. Это накладывает отпечаток на качество получаемого решения. Особенно существенным является задание начальных данных в тех случаях, когда их влияние на результат велико, как, например, в прогнозе погоды и качества атмосферы.

Поэтому для повышения достоверности результата часто обращаются к методам усвоения данных, которые включаются в технологию моделирования. В истории прогнозирования погоды за долгие годы сложилось несколько подходов к способам учета данных наблюдений, такие как методы субъективного и объективного анализа, наджинг-процедуры, методы фильтрации Калмана, вариационного усвоения данных и др. [3,4]. По сути дела, специальные процедуры для получения начальных данных для функций состояния моделей используют процедуры решения обратных задач. В частности, мы рассматриваем процесс усвоения данных как последовательное решение связанных обратных задач. Фактически методы усвоения данных включают самый большой класс обратных задач, используемых в климато-экологических исследованиях.

Однако методами усвоения данных не исчерпывается весь список обратных задач, применяемых в климато-экологических исследованиях. Большое внимание в последнее время уделяется методам идентификации параметров моделей и, следовательно, параметров самих моделируемых процессов. Среди таких задач есть выявление источников воздействий, восстановление коэффициентов уравнений моделей и др. Существуют также постановки обратных задач, которые позволяют сформулировать так называемые задачи продолжения, которые заключаются в продолжении решения изнутри области на её границу и далее.

Кроме этих задач повышается внимание к задачам оценки чувствительности моделей и моделируемых процессов к изменениям параметров и входных данных. Для этих целей разрабатывается теория чувствительности, позволяющая указать диапазон изменений результатов в зависимости от диапазона изменений параметров. Здесь существенным пунктом является принятие концепции о «гибкости» модели, то есть отказ от «жесткой» формулировки путем включения в модели процессов и в модели наблюдений новых искомым функций - функций неопределенности. Польза последних состоит также в том, что они позволяют строить вариационные методы последовательного усвоения данных в реальном времени [2].

И, наконец, среди приобретающих популярность в последнее время, находятся методы, исследующие чувствительность второго порядка на специальных моделях в вариациях. В результате формирует-

ся новый подход к исследованию чувствительности целевых функционалов и решению обратных задач с вариациями второго порядка на основе концепции соседних экстремальных траекторий решений прямых и сопряженных задач.

Кратко опишем основную идею и приведем схему алгоритма для расчета всех необходимых компонент системы моделирования, включающей изучение чувствительности первого и второго порядков.

Как уже упоминалось, в задачах такого класса приходится работать в условиях неопределенности в моделях процессов, во внутренних и внешних источниках воздействий, в оценках текущего состояния природной среды и в данных наблюдений. Для объединения всех этих объектов в технологии математического моделирования мы используем вариационные принципы со слабыми ограничениями.

Определим основные объекты технологии моделирования в операторной форме [1,2]:

$$L(\Phi, \mathbf{Y}, \mathbf{f}, \mathbf{r}) \equiv \frac{\partial \Phi}{\partial t} + G(\Phi, \mathbf{Y}) - \mathbf{f} - \mathbf{r} = 0, \quad \Phi(x, t) \in Q(D_t); \quad (1)$$

$$\Phi^0 = \Phi_a^0 + \xi, \quad t = 0; \quad (2)$$

$$\Psi = H(\Phi) + \eta, \quad (3)$$

$$J(\Phi) = \int_{D_t} F(\Phi) \chi(x, t) dDdt. \quad (4)$$

Здесь $L(\Phi, \mathbf{Y}, \mathbf{f}, \mathbf{r})$ - модель процессов, $Q(D_t) \in L_2(D_t)$ - вещественное пространство функций состояния $\Phi(x, t) = \{\varphi_i(x, t), i = 1, \bar{n}\}$; $G(\Phi, \mathbf{Y})$ - нелинейный дифференциальный оператор модели процессов; \mathbf{f} - функция источников; \mathbf{Y} вектор параметров модели, изменяющийся в пределах допустимых значений $R(D_t)$, Φ^0 - начальное состояние, Φ_a^0 - его априорная оценка; $D_t = D \times [0, \bar{t}]$, D область изменения пространственных координат $x = (x_i, i = 1, \bar{3})$, $t \in [0, \bar{t}]$ интервал изменения времени; $J(\Phi)$ целевой функционал исследования (прогнозирования); $F(\Phi)$ - оцениваемая функция; $\chi(x, t)$ - неотрицательная весовая функция, определенная в D_t , Ψ , $\mathbf{H}(\Phi)$ - данные наблюдений и модель наблюдений. Функции \mathbf{r} , ξ , η в (1) - (4) описывают неопределенности и ошибки в соответствующих объектах. Основные составляющие в структуре модели (1) для вектора с компонентами Φ представлены системой уравнений, описывающих процессы, протекающих в области D_t . Целевой функционал $J(\Phi)$ отвечает за цели исследований, в частности, это могут быть цели экологической безопасности.

Определим расширенный функционал вариационного принципа для объединения всех объектов в (1)-(4) в виде

$$\Phi(Z) = (L(\mathbf{X}, \Phi^*) + \alpha_0 J(\Phi) + 0.5(\alpha_1(M_1 \eta, \eta) + \alpha_2(M_2 \mathbf{r}, \mathbf{r}) + \alpha_3(M_3 \xi, \xi))). \quad (5)$$

Здесь $Z(x, t) \equiv (\Phi, \Phi^*, \mathbf{Y}, \mathbf{f}, \mathbf{r}, \xi, \eta, \Psi)$ - вектор функциональных аргументов всей системы, в который кроме вектора $\mathbf{X} \equiv (\Phi, \mathbf{Y}, \mathbf{f}, \mathbf{r})$ из системы (1) входят компоненты, относящиеся к результатам наблюдений и функционалам возможных типов, например, целевых, наблюдений, управления и т.д., $\Phi^*(x, t) \in Q^*(D_t)$ - сопряженная функция, представляющая векторы множителей Лагранжа, α_i - вещественные параметры, $M_p, i = 1, \bar{3}$ - весовые матрицы в определениях функционалов для оценок функций неопределенности в (1)-(3).

Для построения численных моделей применяем методы декомпозиции функционалов, методы расщепления операторов, методы конечных элементов/объемов и методы сопряженных интегрирующих множителей [5].

Численные методов для так называемой «бесшовной» технологии моделирования при решении задач (1)-(4) построим с применением определений Гаю вариаций функционалов и операторов:

$$\delta \Phi(Z) = \frac{d}{d\lambda^p} \{ \Phi(Z + \lambda \delta Z) \}_{\lambda=0}, \quad (6)$$

где p - порядок вариаций и, на их основе, формулы Тейлора

$$\Phi(Z + \lambda \delta Z) = \Phi(Z) + \lambda \delta \Phi(Z) + \frac{\lambda^2}{2} \delta^2 \Phi(Z) + \dots + \frac{\lambda^p}{p!} \delta^p \Phi(Z) + o(\lambda^p), \quad \lambda \rightarrow 0. \quad (7)$$

На основе вариаций первого порядка получаются системы основных и сопряженных уравнений для нахождения функций $\Phi, \Phi^*, \mathbf{r}, \xi$ с усвоением данных наблюдений и алгоритмы расчета совокупности пространств функций чувствительности функционалов к вариациям параметров и входных данных моделей процессов и к вариациям данных наблюдений. Из первых трех слагаемых в (7) получаются соответственно методы теории чувствительности и прогнозирования второго порядка.

Запишем алгоритм прямого/обратного моделирования для дискретного аналога операторов модели процессов [1,2]

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} + G^h(\Phi, \mathbf{Y}) - \mathbf{f} - \mathbf{r} = 0, \quad (6)$$

$$\Phi(x, 0) = \Phi_a(x) + \xi(x), \quad x \in D, \quad t = 0; \quad (7)$$

$$-\frac{\partial \Phi^*}{\partial t} + A^T(\Phi, \mathbf{Y})\Phi^* + \mathbf{d} = 0, \quad (8)$$

$$d = \frac{\partial}{\partial \Phi} \left(\alpha_0 J^h(\Phi) + 0.5(\eta^T M_1 \eta^*)^h \right) = \alpha_0 \frac{\partial J^h(\Phi)}{\partial \Phi} + \left[\frac{\partial H^h(\Phi)}{\partial \Phi} \right]^T M_1 \eta^h, \quad (9)$$

$$\varphi_i^*(\mathbf{x})|_{t=\bar{t}} = 0; \quad (10)$$

$$\mathbf{r}(\mathbf{x}, t) = \alpha_2^{-1} M_2^{-1} \varphi^*(\mathbf{x}, t); \quad (11)$$

$$\xi(\mathbf{x}) = \alpha_3^{-1} M_3^{-1} \varphi^*(\mathbf{x}, 0); \quad (12)$$

$$A(\varphi, \mathbf{Y}) \delta \varphi \equiv \frac{\partial}{\partial \alpha} \left[G^h(\varphi + \alpha \delta \varphi, \mathbf{Y}) \right]_{\alpha=0}. \quad (13)$$

Алгоритм (6)-(13) позволяет находить решения прямых и сопряженных задач, φ и φ^* , вычислять функции неопределенности \mathbf{r} , ξ . После вычисления функций $\{\varphi, \varphi^*, \mathbf{r}\}$, на их основе проводится расчет функций чувствительности (ФЧ) целевых функционалов системы (1)-(8) к вариациям параметров моделей $\mathbf{Y} \in R(D)$ и к вариациям результатов наблюдений $\Psi_m \in \Psi_m(D_t^m)$ из (3). Эти функции необходимы для организации алгоритмов решения обратных задач для идентификации параметров \mathbf{Y} с использованием данных (3) и для оценок тенденций влияния неопределенностей в данных наблюдений на результаты прогноза.

Для построения методов прогнозирования и исследования чувствительности второго порядка, в смысле определения (6),(7), используем идею метода соседних экстремалей [6] и метода Ньютона для решения нелинейных задач [7]. Для этого объекты в определениях второй вариации рассчитываются в окрестности траекторий решения уравнений (6)-(13) с учетом решения следующей системы в возмущениях:

$$\frac{\partial \delta \varphi}{\partial t} + A(\varphi, \mathbf{Y}) \delta \varphi - \delta \mathbf{f} - \delta \mathbf{r} = 0, \quad (14)$$

$$-\frac{\partial \delta \varphi^*}{\partial t} + A^T(\varphi, \mathbf{Y}) \delta \varphi^* + \delta \mathbf{d} = 0, \quad (15)$$

$$\delta \mathbf{r}(\mathbf{x}, t) = \alpha_2^{-1} M_2^{-1} \delta \varphi^*(\mathbf{x}, t) \quad (16)$$

$$\delta \xi(\mathbf{x}) = \alpha_3^{-1} M_3^{-1} \delta \varphi^*(\mathbf{x}, 0) \quad (17)$$

$$\delta \mathbf{d} = \alpha_0 \frac{\partial J^h(\varphi)}{\partial \varphi} + \left[\frac{\partial H^h(\varphi)}{\partial \varphi} \right]^T M_1 \boldsymbol{\eta}^h \delta \varphi \quad (18)$$

Далее, объединяя решения основной системы (6)-(13) и системы для вариаций (14)-(18), получаем оценку решения исходной задачи (1)-(4) со вторым порядком точности и оценку объектов в определениях вариаций (6) второго порядка при $p = 2$, включая операторы Гесса.

Заметим, что постановки задач этого типа обсуждаются в работах [8,9]. В них представлены методы оценок чувствительности оценок конечного состояния системы (прогноза) в зависимости от возмущений в ее начальном состоянии. Для этих целей используются методы решения спектральной задачи для линеаризованного оператора в аппроксимации первого порядка. Соответственно, для аппроксимации второго порядка применяются спектральные методы для матриц Гесса линеаризованного оператора в вариациях второго порядка.

В отличие от этих алгоритмов развиваемые нами методы первого и второго порядка с использованием концепции соседних экстремальных траекторий более экономичны с позиций количества вычислений: в них не требуется решать спектральные проблемы для матриц высокого порядка.

В результате реализации предлагаемой нами технологии моделирования на основе совместного использования моделей и данных мониторинга (1)-(5) получается совокупность информационных пространств функций $\{\varphi, \varphi^*, \mathbf{r}\}$. Такая мультивариантная и разномасштабная информация об эволюции исследуемых процессов требуется для анализа предсказуемости моделей (1-4), выявления критических ситуаций и центров действия в системе исследуемых объектов и т.д. Для этих целей мы применяем методы спектральной декомпозиции перечисленных выше многомерных пространств по характерным масштабам процессов [10]. Несмотря на то, что методы второго порядка гораздо более трудоемки, чем первого, они служат для повышения точности расчетов. Как показано в [9], в прогностических исследованиях они расширяют интервалы предсказуемости.

Таким образом, для исследования климато-экологических процессов, природоохранного прогнозирования и проектирования создается согласованная в вариационном смысле технология, позволяющая решать широкий спектр прямых и обратных задач.

Работа выполняется в рамках государственного задания ИВМиМГ СО РАН 00315-2016-004 при частичной поддержке проекта РФФИ №17-01-00137-а.

Литература:

1. В. В. Пененко, Е. А. Цветова, Пененко А. В. Развитие вариационного подхода для прямых и обратных задач гидротермодинамики и химии атмосферы // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. - 2015. - Том 51. - № 3. - С. 358–367.
2. В. В. Пененко, Е. А. Цветова, Пененко А. В. Методы совместного использования моделей и данных наблюдений в рамках вариационного подхода для прогнозирования погоды и качества состава атмосферы // Метеорология и гидрология 2015, №6, 13-24.

3. *Seamless prediction of the Earth system: from minutes to months*// WMO-No.1156, 2015.
4. Bocquet M., Elbern H., Eskes H. et al. *Data assimilation in atmospheric chemistry models: current status and future prospects for coupled chemistry meteorology models*// *Atmos. Chem. Phys.*, 2015, 15, 5325-5358.
5. V.V. Penenko, E.A. Tsvetova, A.V. Penenko *Variational approach and Euler's integrating factors for environmental studies*// *Computers and Mathematics with Applications*, (2014) V.67, Issue 12, Pages 2240–2256, DOI: 10.1016/j.camwa.2014.04.004
6. Bryson E.R., Yu-Chi Ho *Applied Optimal Control: Optimization, Estimation and Control*. Blaisdell Publishing Company, 1969.
7. Н.С. Бахвалов, Н.П. Жидков, Г.М. Кобельков *Численные методы М: Физматлит*, 2000, 622 с.
8. F.-X. LeDimet and I.M. Navon and D.N. Daescu, *Second order information in data assimilation*// *Monthly Weather Review*, 2002, v.130, No3, p. 629–648.
9. Godinez H.C., Daescu D.N. *Observation targeting with a second-order adjoint method for increased predictability*// *Computational Geosciences*, 2011, 15 (3), 477-488.
10. Penenko V., Tsvetova E. *Orthogonal decomposition methods for inclusion of climatic data into environmental studies* // *Ecol.modelling*.-2008. -V. 217. –P. 279–291.

Bayesian approach to the data assimilation problem based on the use of ensembles of forecasts and observations

Klimova E.G.

Institute of Computational Technologies SB RAS, Novosibirsk, Russia

E-mail: klimova@ict.nsc.ru

The problem of optimal assessment of geophysical fields from observational data and a mathematical model is the data assimilation problem. To solve it, the Bayesian approach is most often used. If the considered random variables are Gaussian, and the forecast and observation models are linear, the problem is equivalent to the variational formulation of the data assimilation problem (4DVAR) [1].

In [2], ensemble algorithms were proposed, in which the ensembles of forecasts and observations were used to approximate the covariance matrices considered in the algorithm. If the estimate is considered at the end of a given time interval, then the problem is reduced to the ensemble Kalman filter. If we consider the optimal estimate for a given time interval, then this is the ensemble Kalman smoother [2].

Ensemble filtering and smoothing algorithms can be divided into deterministic and stochastic ones. In the stochastic Kalman filter observations with “perturbations” are used. This allows us to make the ensemble spread the same as the estimation error [3]. The ensemble Kalman filter and ensemble Kalman smoother proposed in [2] are stochastic algorithms.

Along with these algorithms, there are a large number of square root filters in which the analysis is performed for the ensemble mean, and the ensemble of analysis errors is obtained from the ensemble of forecast errors using the transformation matrix. Such algorithms are called deterministic. Comparative analysis of deterministic and stochastic filters is carried out in many papers [3].

In review [3] the main approaches to improving the convergence of the ensemble Kalman filter are presented. One of the popular ways to control the convergence of the ensemble Kalman filter is to use the so-called “inflation factor”. In [3], methods of the improvement of the convergence of the ensemble Kalman filter are noted, such as multiplicative inflation and additive inflation.

In the nonlinear case, iterative smoothing algorithms are considered, which are a variational problem using ensembles to calculate the covariances and linearize the prediction and observation operators [1]. In the strongly non-Gaussian case, the particle method is used, which is based on the Bayesian approach. Ensembles are also used in this method. In these algorithms the ways to control their convergence are also considered.

In the works devoted to the ensemble Kalman filter, much attention is paid to the deviations of the ensemble element from the average values – ensemble spread. Thus, it is important that its behavior is consistent with the theoretical estimation error [3]. Comparative analysis of spread behavior in time when using different approaches to the improvement of the convergence of algorithms is presented. The results of numerical experiments with a 1-dimensional test model are considered in the report. It follows from the results of the investigations that in a stochastic filter the behavior in time of ensemble spread is close to the behavior of a theoretical error estimate. Approaches improving convergence in the ensemble filter, such as additive inflation and multiplicative inflation, change the general formula for ensemble spread. When using additive inflation rather than multiplicative inflation, the asymptotic behavior of ensemble spread in the stochastic filter is closer to that of the estimation error.

References:

1. Carrassi A., Bocquet M., Bertino L., Evensen G. *Data assimilation in the geosciences: An overview of methods, issuers and perspectives* // *Wiley interdisciplinary reviews: Climate Change*. 2018. V. 131, Issue 5, e535, doi: 10.1002/wcc535.
2. Evensen, G. *Data assimilation. The ensemble Kalman filter*. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2009. 307 p.
3. Houtekamer, H.L. Zhang, F. *Review of the ensemble Kalman filter for atmospheric data assimilation* // *Monthly Weather Review*. 2016. V. 144. P. 4489-4532.

Байесовский подход к задаче усвоения данных, основанный на применении ансамблей прогнозов и наблюдений

Климова Е.Г.

Институт вычислительных технологий СО РАН, Новосибирск, Россия
E-mail: klimova@ict.nsc.ru

1. ВВЕДЕНИЕ

Задача оптимальной оценки геофизических полей по данным наблюдений и математической модели является одной из наиболее актуальных в настоящее время. Для ее решения часто применяется байесовский подход. В случае, если рассматриваемые случайные величины являются гауссовскими, а модели прогноза и наблюдений линейными, такая постановка задачи эквивалентна вариационной постановке задачи усвоения данных (4DVAR) [1].

Для аппроксимации рассматриваемых в алгоритме ковариационных матриц может быть использован ансамбль (выборка) прогнозов и наблюдений [2]. В случае, если оптимальная оценка ищется в конце заданного временного интервала, то задача сводится к ансамблевому фильтру Калмана. Если рассматривается оптимальная оценка на заданном временном интервале, такая задача называется задачей ансамблевого сглаживания [2].

Ансамблевые алгоритмы фильтрации и сглаживания принято разделять на детерминированные и стохастические. В стохастическом фильтре Калмана рассматриваются данные наблюдений с «возмущениями», это позволяет сделать ансамбль отклонений от среднего значения таким же, как ансамбль ошибок оценки [3]. Ансамблевый фильтр Калмана и ансамблевое сглаживание Калмана, предложенные в [2], являются стохастическими алгоритмами. Наряду с этими алгоритмами существует большое количество фильтров «квадратного корня», в которых анализ производится для среднего по ансамблю значения, а ансамбль ошибок анализа получается из ансамбля ошибок прогноза с помощью матрицы трансформаций. Такие алгоритмы называются детерминированными. Сравнительный анализ детерминированных и стохастических фильтров проводится во многих работах [3].

В обзоре [3] перечисляются основные подходы к улучшению сходимости ансамблевого фильтра Калмана. Одним из популярных способов регулирования сходимости ансамблевого фильтра Калмана является использование так называемого «inflation factor» (увеличивающий множитель). В работе [3] отмечаются такие способы борьбы с расходимостью ансамблевого фильтра Калмана, как увеличивающий множитель (multiplicative inflation) и увеличивающее дополнительное возмущение (additive inflation).

В нелинейном случае в настоящее время применяются итерационные алгоритмы сглаживания, представляющие собой вариационную задачу с применением ансамблей для вычисления ковариаций и линеаризации операторов прогноза и наблюдений [1]. В строго нелинейном негауссовском случае используется метод частиц, который основан на байесовском подходе. В этом методе тоже используются ансамбли. В данных подходах также рассматриваются способы управления сходимостью алгоритмов.

Поскольку ансамблевый фильтр Калмана является циклической по времени процедурой, большое значение имеет поведение ансамблей со временем. В работах, посвященных ансамблевому фильтру Калмана, большое внимание уделяется поведению отклонений элемента ансамбля от среднего значения – «ensemble spread». В частности, поведение по времени такой характеристики, как «spread», должно соответствовать поведению ошибки оценки [3]. В докладе приводится сравнительный анализ поведения отклонения от среднего при применении различных подходов к улучшению сходимости алгоритмов.

2. БАЙЕСОВСКИЙ ПОХОД К ЗАДАЧЕ УСВОЕНИЯ ДАННЫХ

Предположим, что изменение по времени оцениваемой величины x^k описывается моделью

$$x^{k+1} = f_{k+1,k}(x^k) + \eta^k,$$

где k – номер шага по времени. Кроме того, известны данные наблюдений y^k :

$$y^k = h_k(x^k) + \varepsilon^k.$$

В этих формулах η^k, ε^k – случайные ошибки прогноза и наблюдений, соответственно, $f_{k+1,k}$ – оператор модели, h_k – оператор трансформации прогнозируемой переменной в наблюдаемую.

Байесовский подход состоит в применении теоремы Байеса для получения оптимальной оценки по данным наблюдений и прогнозу:

$$p(x|y) = \frac{p(y|x)p(x)}{p(y)}.$$

Известны различные варианты оценки состояния по данным и прогнозу:

$p(x_i|y_{k,1}), k>1$ - прогноз,

$p(x_k|y_{k,1})$ - фильтрация,

$p(x_{k,0}|y_{k,1})$, - сглаживание,

где $x_{k,0} = \{x_k, x_{k-1}, \dots, x_0\}, y_{k,3} = \{y_k, \dots, y_1\}$. Обозначения и формулировки взяты из обзора [1].

В линейном гауссовском случае решением задачи фильтрации является фильтр Калмана, решением задачи сглаживания - сглаживание Калмана [4]. В работе [2] предложено использовать метод Монте-Карло для решения задач фильтрации и сглаживания, так называемые ансамблевые алгоритмы фильтрации и сглаживания. В ансамблевом фильтре Калмана в нелинейном случае прогноз ковариационной матрицы осуществляется с помощью нелинейной модели, при этом нарушается условие гауссовости. Также в этом случае оценка на шаге анализа является приближением оценки минимальной дисперсии (linear variance minimizing). Для решения задачи сглаживания в нелинейном случае в настоящее время рассматриваются итерационные алгоритмы сглаживания с применением ансамблей [1]. В нелинейном негауссовском случае используется метод частиц, который также основан на байесовском подходе.

3. ПРОБЛЕМЫ РЕАЛИЗАЦИИ АНСАМБЛЕВЫХ АЛГОРИТМОВ

При использовании ансамблей в задачах усвоения данных, основанных на байесовском подходе, возникает ряд проблем, связанных с небольшим размером выборки (ансамбля). В частности, это проблема высоких значений корреляций ошибок прогноза на больших расстояниях. В этом случае принять применять так называемую локализацию, а именно, поэлементное умножение ковариационных матриц на функцию, убывающую с расстоянием [1,3].

Малый размер выборки также является одной из причин расходимости алгоритма. В линейных алгоритмах ансамблевого фильтра Калмана (EnKF), ансамблевого сглаживания Калмана (EnKS) используется «увеличивающий множитель» (inflation factor), при этом либо элементы ковариационной матрицы умножаются на некоторый множитель (multiplicative inflation), либо к ансамблю возмущений добавляется дополнительное возмущение (additive inflation). Следует отметить, что эти приемы используются и в ряде итерационных алгоритмов сглаживания с применением ансамблей, а также в методе частиц с применением ансамблей [1,3].

4. АНАЛИЗ СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ АНСАМБЛЕМ ОТКЛОНЕНИЙ ОТ СРЕДНЕГО И ОШИБКОЙ ОЦЕНКИ

Формулы стохастического ансамблевого фильтра Калмана можно записать в следующем виде:

$$x_k^n = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_k \mathbf{H}_k) [f(x_{k-1}^n) + \eta_{k-1}^n] + \mathbf{K}_k (y_k^n + \varepsilon_k^n),$$

где x_k^n - ансамбль оцениваемых переменных. В этой формуле оператор \mathbf{H}_k - линеаризованный оператор наблюдений, \mathbf{K}_k - матрица, используемая на шаге анализа [5,6,8]. Оптимальной оценкой в ансамблевом фильтре Калмана является среднее по ансамблю значение \bar{x}_k^n . Отклонение от среднего («spread») моделирует ошибку оценки $\mathbf{d}x_k^n = x_k^n - \bar{x}_k^n$. Уравнение для отклонения от среднего имеет вид

$$\mathbf{d}x_k^n = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_k \mathbf{H}_k) (f(x_{k-1}^n) - \bar{f}(x_{k-1}^n) + \eta_{k-1}^n) + \mathbf{K}_k \varepsilon_k^n. (1)$$

В то же время «теоретическая» ошибка оценки $\mathbf{d}x_k^t = x_k^t - \bar{x}_k^t$ удовлетворяет уравнению

$$\mathbf{d}x_k^t = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_k \mathbf{H}_k) (f(x_{k-1}^t) - \bar{f}(x_{k-1}^t) + \eta_{k-1}^t) + \mathbf{K}_k \varepsilon_k^t. (2)$$

В этой формуле x_{k-1}^t - «истинное» значение оцениваемой величины.

Детерминированный ансамблевый фильтр (шаг анализа) Калмана состоит из уравнения для среднего значения

$$\bar{x}_k^{a,n} = \bar{x}_k^{f,n} + \mathbf{K}_k (y_k^n - \bar{h}(x_k^{f,n}))$$

и оценки ансамбля ошибок анализа так, чтобы соответствующая ковариационная матрица удовлетворяла уравнению фильтра Калмана $\mathbf{P}_k^a = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_k \mathbf{H}_k) \mathbf{P}_k^f$.

Как отмечается в ряде работ, преобразование ансамбля ошибок прогноза в ошибки анализа в детерминированном фильтре можно представить с помощью левого умножения [7]:

$$d\mathbf{x}_k^{a,n} = \mathbf{A}_k d\mathbf{x}_k^{f,n},$$

где оператор \mathbf{A}_k удовлетворяет $\mathbf{A}_k \mathbf{P}_k^f \mathbf{A}_k^T = \mathbf{P}_k^a$, при этом оператор \mathbf{A}_k может быть не единственным. Ансамбль анализов детерминированного фильтра имеет вид

$$\mathbf{x}_k^{a,n} = \overline{\mathbf{x}_k^{a,n}} + \mathbf{A}_k (\mathbf{x}_k^{f,n} - \overline{\mathbf{x}_k^{f,n}}).$$

В работе [7] показано, что ансамбль оцениваемых величин имеет в детерминированном и стохастическом фильтре разные функции распределения. Очевидно, что то же самое можно сказать и об ансамбле возмущений (отклонений от среднего значения).

Запишем уравнение для отклонения от среднего в стохастическом фильтре Калмана в виде

$$d\mathbf{x}_k^n = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_k \mathbf{H}_k)(\mathbf{F}_k d\mathbf{x}_{k-1}^n + \boldsymbol{\eta}_{k-1}^n) + \mathbf{K}_k \boldsymbol{\varepsilon}_k^n. \quad (3)$$

Здесь вместо нелинейного оператора модели f берется линеаризованный оператор \mathbf{F}_k . Это уравнение можно переписать как

$$d\mathbf{x}_k^n = \Psi(k, 0) d\mathbf{x}_0^n + \sum_{i=1}^k \Psi(k, i) \mathbf{K}_i \boldsymbol{\varepsilon}_i^n + \sum_{i=1}^k \Psi(k, i) (\mathbf{I} - \mathbf{K}_i \mathbf{H}_i) \boldsymbol{\eta}_{i-1}^n, \quad (4)$$

где $\Psi(k, i) = \prod_{j=i+1}^k (\mathbf{I} - \mathbf{K}_j \mathbf{H}_j) \mathbf{F}_j$, если $k > i$, $\Psi(k, k) = \mathbf{I}$. Отметим, что аналогичное уравнение для классического фильтра Калмана получено в работе [4].

Ошибка оценки, равная отклонению среднего значения от «истины» удовлетворяет аналогичному (4) уравнению

$$d\mathbf{x}_k^t = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_k \mathbf{H}_k)(\mathbf{F}_k d\mathbf{x}_{k-1}^t + \boldsymbol{\eta}_{k-1}^t) + \mathbf{K}_k \boldsymbol{\varepsilon}_k^t. \quad (5)$$

Как видно из уравнений для $d\mathbf{x}_k^n$ (4) и $d\mathbf{x}_k^t$ (5), моделируемая ошибка оценки близка к «теоретической» ошибке, если случайные векторы моделируемых ошибок наблюдений и шумов модели имеют те же ковариационные матрицы, что и истинные.

В детерминированных фильтрах анализ производится для среднего значения, а затем генерируются возмущения $d\mathbf{x}_k^{a,n}$, соответствующие ковариационной матрице ошибок анализа. Если представить формулу для возмущений анализа через левое умножение, тогда получим следующее уравнение

$$d\mathbf{x}_k^n = \mathbf{A}_k (\mathbf{F}_k d\mathbf{x}_{k-1}^n + \boldsymbol{\eta}_{k-1}^n)$$

или

$$d\mathbf{x}_k^n = \Psi_{\det}(k, 0) d\mathbf{x}_0^n + \sum_{i=1}^k \Psi_{\det}(k, i) \mathbf{A}_i \boldsymbol{\eta}_{i-1}^n,$$

где $\Psi_{\det}(k, i) = \prod_{j=i+1}^k \mathbf{A}_j \mathbf{F}_j$. Очевидно, что свойства отклонения от среднего в детерминированном фильтре Калмана отличаются от свойств стохастического фильтра а также от поведения ошибки оценивания.

В современных методах усвоения данных, основанных на ансамблевом фильтре Калмана, рассматривается множество способов улучшения сходимости алгоритма [3]. Формула для «ensemble spread» (3) позволяет проанализировать влияние этих способов. Рассмотрим модификацию «ensemble spread» в общем виде:

$$d\mathbf{x}_k^n = \alpha_k d\mathbf{x}_k^n + \boldsymbol{\beta}_k^n,$$

где $\boldsymbol{\beta}_k^n$ - случайный вектор с заданной ковариационной матрицей. Можно показать, что ансамбль возмущений как детерминированного, так и стохастического фильтра при модификации «ensemble spread» не соответствует ансамблю ошибок. В случае «additive inflation» поведение «spread» стохастического фильтра ближе к поведению ошибки, чем в случае «multiplicative inflation».

5. ЧИСЛЕННЫЕ ЭКСПЕРИМЕНТЫ

В докладе приводятся результаты численных экспериментов с 1-мерной нелинейной тестовой моделью. В численных экспериментах проводится сравнение поведения отклонения от среднего и ошибки оценки в детерминированном и стохастическом алгоритмах. При этом используется разработанный ранее стохастический ансамблевый фильтр Калмана [5,6,8].

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В докладе рассматривается байесовский подход к задаче усвоения данных, основанный на применении ансамблей. Приводится краткий обзор существующих алгоритмов, также рассматриваются подходы, используемые для улучшения сходимости ансамблевых алгоритмов и проблемы реализации этих алгоритмов. Показано, что в стохастическом ансамблевом фильтре Калмана поведение отклонения от среднего ближе к поведению ошибки, чем в детерминированном фильтре.

Литература:

1. Carrassi A., Bocquet M., Bertino L., Evensen G. *Data assimilation in the geosciences: An overview of methods, issuers and perspectives* // *Wiley interdisciplinary reviews: Climate Change*. 2018. V. 131, Issue 5, e535, doi: 10.1002/wcc535.
2. Evensen, G. *Data assimilation. The ensemble Kalman filter*. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2009. 307 p.
3. Houtekamer, H.L. Zhang, F. *Review of the ensemble Kalman filter for atmospheric data assimilation* // *Monthly Weather Review*. 2016. V. 144. P. 4489-4532.
4. Jazwinski, A.H. *Stochastic processes and filtering theory*. New York: Academic Press, 1970. 376 p.
5. Klimova, E. *A suboptimal data assimilation algorithm based on the ensemble Kalman filter* // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2012. V. 138, P. 2079-2085.
6. Klimova E.G. *Application of ensemble Kalman filter in environment data assimilation* // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*. – Vol. 211 (2018) 012049. – doi:10.1088/1755-1315/211/1/012049.
7. Lei, J., Bickel, P., Shyder, C. *Comparison of ensemble Kalman filters under non-gaussianity* // *Monthly Weather Review*. 2010. V. 138. P. 1293-1306.
8. Климова Е.Г. *Стохастический ансамблевый фильтр Калмана с трансформацией ансамбля возмущений* // *Сибирский журнал вычислительной математики /РАН. Сибирское отделение – Новосибирск*. 2019. – Т.22, №1. С. 27-40.

Software package for «cloud» analysis of climate change and the environment: methods and approaches

^{1,2}Okladnikov I.G., ^{1,2}Gordov E.P., ¹Ryazanova A.A., ^{1,2}Titov A.G.

¹ Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia

² Institute of Computational Technologies SB RAS, Tomsk branch, Russia

The architecture, basic components and some results of application of an information and computing software package based on a dedicated software framework for carrying out scientific research related to a statistical processing and analysis of spatial geophysical data archives, obtained both from observations and modeling, are presented. During the development, the accumulated experience in a development of information-computational web GISs for processing of large amounts of spatial data was used. Basic components of this complex are now represented by several procedures for searching, selecting and preprocessing spatial data arrays, as well as by elements of a graphical user interface. Modular structure of a computational unit of this software complex provides a possibility of operative expansion of its functionality using various procedures for mathematical and statistical analysis, processing and graphical representation of results in a form of graphs, diagrams and fields on a map of a respective territory.

Программный комплекс для «облачного» анализа климатических изменений и окружающей среды: методы и подходы

^{1,2}Окладников И.Г., ^{1,2}Гордов Е.П., ¹Рязанова А.А., ^{1,2}Титов А.Г.

¹ Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия

² Институт вычислительных технологий СО РАН, Томский филиал, Томск, Россия

ВВЕДЕНИЕ

Климатические изменения стимулировали развитие систем наблюдений и моделирования состояния окружающей среды, что уже привело к появлению достигающих петабайтных объёмов архивов пространственных данных наблюдений и моделирования. Анализ таких данных становится невозможным без соответствующей вычислительно-информационной поддержки. Создание эффективных инструментов вычислительно-информационной поддержки анализа больших объёмов данных и организация их эффективного использования для получения новых знаний, и их использования для практиче-



ских применений является одним из направлений современной климатической науки. По сути, для решения этой задачи необходимо создание основанной на современных информационно-телекоммуникационных технологиях программной среды [1, 2], удовлетворяющей требованиям инфраструктуры пространственных данных (ИПД, [3, 4]), что подразумевает использование современных технологий обработки геофизических данных, позволяющих интегрировать различные программные решения для выполнения облачных вычислений с использованием удаленных высокопроизводительных вычислительных ресурсов. Разработка тематических информационно-вычислительных комплексов, формирующих необходимую инфраструктуру, должна основываться на использовании Веб-ГИС-технологий [5-8]. Их использование является перспективным способом повышения эффективности мультидисциплинарных региональных и глобальных исследований в области наук о Земле, включая анализ климатических изменений и их влияния на пространственно-временное поведение растительных экосистем.

В мире на сегодняшний день существует ряд веб-ориентированных информационно-вычислительных систем, посвященных обработке пространственно-привязанных геофизических данных, к которым относится система анализа метеорологических данных в режиме реального времени [9]. Намного более функциональной системой для обработки и визуализации данных спутниковых наблюдений является система GES-DISC Interactive Online Visualization AND aNalysis Infrastructure (GIOVANNI), разработанная в NASA [<http://daac.gsfc.nasa.gov/techlab/giovanni/>]. Одной из наиболее развитых является система RIMS для интегрированной онлайн-обработки разнородных данных по климату, гидрологии, дистанционного зондирования и др. (<http://RIMS.unh.edu/>).

Однако, несмотря на ряд сделанных попыток, в области информатизации наук о Земле по-прежнему нет высокопроизводительного инструмента, предоставляющего унифицированные пользовательские и программные интерфейсы и объединяющего широкие возможности по обработке, анализу и визуализации наборов данных, полученных из различных источников, для интегрированного исследования глобальных и региональных изменений климата.

В данной работе представлена архитектура программного комплекса для анализа природно-климатических изменений, его ключевые компоненты; показаны основные возможности и некоторые результаты, полученные с его помощью.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Комплекс ориентирован на «облачную» распределённую обработку больших наборов пространственных климатических данных и может быть развёрнут на нескольких связанных между собой каналах передачи данных аппаратных платформах. Каждая такая платформа содержит четыре типовых серверных блока (Рисунок 1):

- блок данных, содержащий структурированные архивы пространственных данных;
- блок метаданных, содержащий базу метаданных, описывающих пространственные данные;
- модульное вычислительное ядро, представляющее собой набор программных компонент, связанных через унифицированный программный интерфейс (API) и выполняющих поиск, выборку, обработку и визуализацию пространственных данных.
- геопортал, реализующий логику веб-приложений, связь с картографическими веб-сервисами, обеспечивающий работу с хранилищем метаданных, а также запуск и контроль выполнения вычислительного ядра.

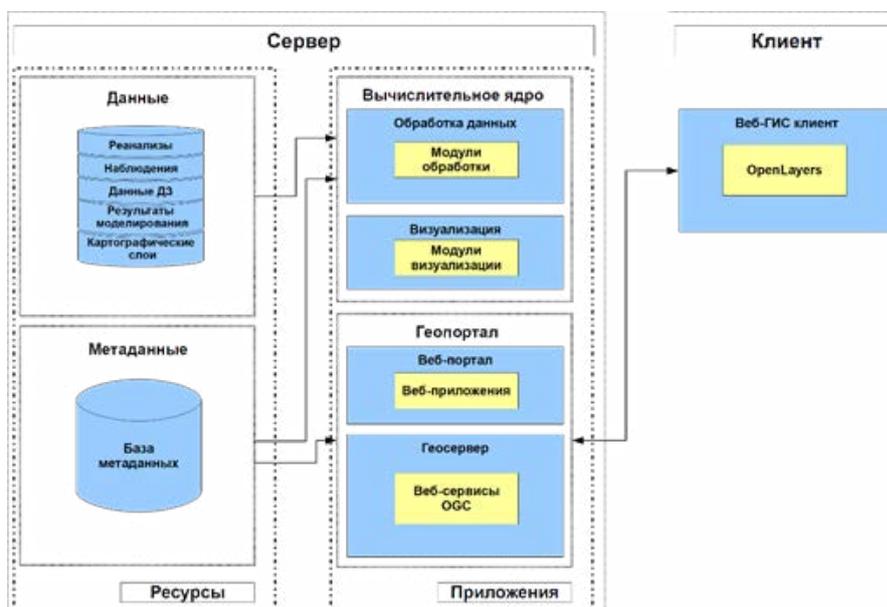


Рисунок 1. Общая архитектура разрабатываемого комплекса.

Архивы пространственно-привязанных геофизических данных могут быть представлены, как данными моделирования низкого и высокого пространственного разрешения (реанализы, результаты работы глобальных и региональных климатических и метеорологических моделей), так и данными наблюдений (ряды наблюдений на метеостанциях, данные дистанционного зондирования Земли, и т.д.), заданными на различных пространственно-временных доменах и представленными в различных форматах. Архивы размещаются на высокопроизводительных системах хранения данных согласно выбранной модели хранения и сопровождаются совокупностью метаданных, описывающих их основные характеристики (пространственно-временной домен; пространственное и временное разрешения; перечень характеристик, представленных в каждом архиве; единицы измерения; различная техническая информация, необходимая для функционирования программных компонент поиска, выборки и предварительной обработки массивов данных) [10].

Вычислительное ядро представляет собой независимый программный пакет, функционирующий на стороне сервера. Он обеспечивает обработку пространственных данных и представление результатов в виде файлов формата GeoTIFF, ESRI Shapefile, NetCDF (Network Common Data Form) и EPS (Encapsulated PostScript).

Специализированный геопортал, также функционирующий на стороне сервера, является связующим звеном между элементами разрабатываемой системы, а также между системой и конечным пользователем. В нем реализуется необходимая базовая функциональность, такая как авторизация пользователей, подключение к базам данных, использование HTML-шаблонов, языковая локализация, система управления контентом (CMS) и ряд других возможностей. В качестве технологической базы для представления картографической информации в Интернет предлагается ПО GeoServer (<http://geoserver.org/>), соответствующее стандартам OpenGIS (<http://www.opengeospatial.org/standards>).

Доступ к ресурсам и интерактивным инструментам программного комплекса осуществляется через специализированный веб-клиент (рисунок 1). Он работает в окне графического веб-браузера и предоставляет пользователю, знакомому с геоинформационными системами (ГИС), удобный и интуитивно понятный графический интерфейс. Интерфейс веб-клиента позволяет выбрать для анализа геофизические характеристики, задать пространственно-временной домен, а также установить желаемый способ обработки данных. После обработки данных результаты отображаются в графическом интерфейсе на интерактивной карте выбранной местности в виде картографических слоёв. Эти же результаты пользователь может дополнительно получить в формате NetCDF, а также через картографические веб-сервисы WMS (Web Mapping Service) и WFS (Web Feature Service).

Интерактивные инструменты программного комплекса реализуют как базовую (вычисление средних, климатических индексов WMO, трендов), так и расширенную функциональности (алгоритмы совместного анализа двух различных геопривязанных характеристик климатических процессов, например, вычисления коэффициента корреляции, см. рисунок 2) анализа пространственных данных.

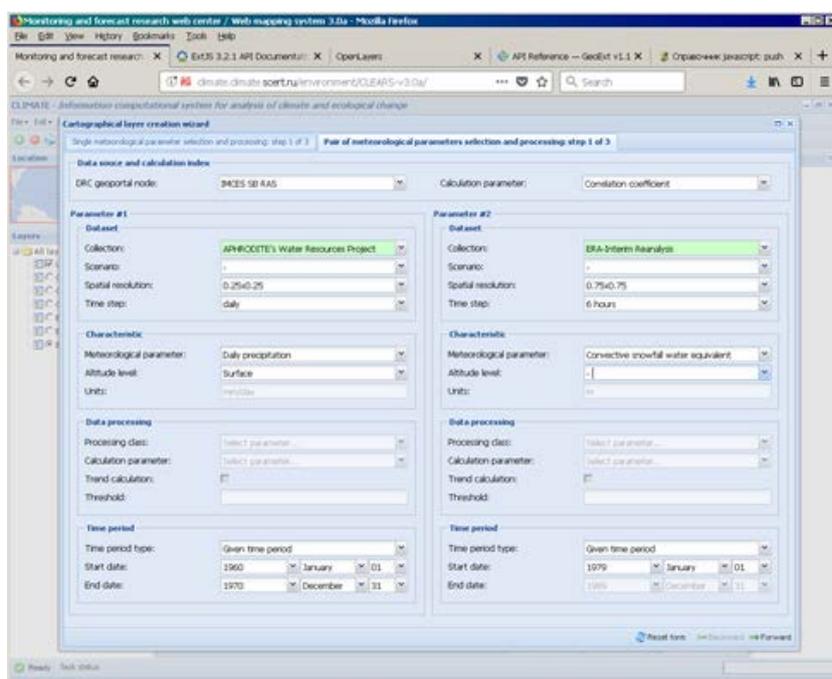


Рисунок 2. Интерфейс приложения, выполняющего совместный анализ двух климатических характеристик на примере вычисления коэффициента корреляции.

Для представления общей и количественной информации о климатических изменениях и их характеристиках на территории Сибири, ориентированной на лиц, принимающих решения и население, был создан и открыт для свободного доступа специализированный сайт (<http://www.sclimate.scert.ru/>). До-

ступные образовательные ресурсы объясняют происходящие изменения регионального климата и мобилизуют заинтересованные стороны на адаптацию к ним. Для лиц, принимающих решения, представлены вычисленные с помощью программного комплекса поля климатических индексов и их трендов, описывающие пространственно-временное поведение экстремальных значений метеорологических характеристик для территории Сибири (50-65° с.ш., 60-120° в.д.) в период современных климатических изменений (рисунок 3). В созданной библиотеке (<http://www.sclimate.scert.ru/library/>) предусмотрена возможность скачивания файлов с рассчитанными характеристиками в типичных форматах, включая форматы, используемые в обычных для управленцев ГИС-системах (QGIS, ArcGis, PostGIS и т.д.). Просмотрев изображение, пользователь может загрузить нужный файл в выбранном формате.

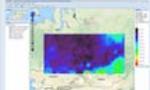
Сумма сильных осадков						
<p>Наибольшая сумма сильных осадков выше 95% интервала распределения суточных осадков за базовый период 1961-1990 гг. Исследуемый период: с 1991 по 2016 гг. Исходные данные исследуемого периода: реанализ Eta Interim, 0.75x0.75° Исходные данные базового периода: реанализ Eta 40, интерполированный на сетку 0.75x0.75°</p> 	netCDF	GeoTIFF	SLD Legend	WMS link	-	cdata layer_20180704_181158_TIFF
<p>Тренд суммы сильных осадков выше 95% интервала распределения суточных осадков за базовый период 1961-1990 гг. Исследуемый период: с 1991 по 2016 гг. Исходные данные исследуемого периода: реанализ Eta Interim, 0.75x0.75° Исходные данные базового периода: реанализ Eta 40, интерполированный на сетку 0.75x0.75°</p> 	netCDF	GeoTIFF	SLD Legend	WMS link	-	cdata layer_20180704_181830_TIFF

Рисунок 3. Одна из характеристик экстремальных осадков, доступных в открытой библиотеке характеристик экстремальных климатических явлений на территории Сибири.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данная работа направлена на разработку тематического программного комплекса для анализа природно-климатических изменений путём интеграции междисциплинарных (географических, климатических, метеорологических) архивов наблюдений, моделирования и дистанционного зондирования в виде тематической распределённой информационно-вычислительной системы, обладающей ГИС-функциональностью и возможностью «облачной» обработки разнородных пространственных данных. Такой вычислительный комплекс является следующим шагом в процессе разработки прикладных информационно-телекоммуникационных систем, предоставляющих специалистам различных областей науки уникальные возможности надежного анализа разнородных геофизических данных. Использование апробированных вычислительных алгоритмов обеспечит достоверность получаемых в конкретных предметных областях результатов. Доступность системы через Интернет и возможность работы с данными без использования специальных знаний в программировании позволит широкому кругу исследователей и лиц принимающих решения сконцентрироваться на решении конкретных задач.

Представленный программный комплекс построен на основе модульной архитектуры и может быть легко адаптирован к различным наборам геофизических данных и задачам из разных областей наук о Земле. Открытое программное обеспечение, использованное при его разработке, даёт возможность развёртывания и некоммерческого использования на различных программно-аппаратных платформах под управлением ОС семейства Linux.

Работа выполнена в рамках госбюджетной темы №АААА-А17-117013050037-0.

Литература:

1. Stefano Nativi, Mohan Ramamurthy, Bernd Ritschel. EGU-ESSI Position Paper. [Эл. ресурс]. — Режим доступа: <https://sites.google.com/a/ima.cnr.it/egu-essi/Home/documents>
2. Гордов Е.П., Лыкосов В.Н. Развитие информационно-вычислительной инфраструктуры для интегрированного исследования окружающей среды Сибири // *Выч. тех.* 2007. Т. 12. Спец. вып. 2. С. 19-30.
3. Steiniger S., Hunter A.J.S. Free and open source GIS software for building a spatial data infrastructure. / In: Bocher E., Neteler M., (eds.), *Geospatial Free and Open Source Software in the 21st Century*, LNGC, Heidelberg, Springer, 2012a, p. 247-261.
4. Кошкарев А.В., Ряховский В.М., Серебряков В.А. Инфраструктура распределенной среды хранения, поиска и преобразования пространственных данных. — *Открытое образование*, 2010, № 5. — С. 61-73.
5. Frans J. M. van der Wel, 2005. *Spatial data infrastructure for meteorological and climatic data*. *Meteorol. Appl.* 12, 7-8.

6. Gordov E.P., Fazliev A.Z., Lykosov V.N., Okladnikov I.G., Titov A.G. Development of web based information-computational infrastructure for Siberia Integrated Regional Study / *Environmental Change in Siberia // Earth Observation, Field Studies and Modelling*, Balzter, Heiko (Ed.) 1st Edition, 2010, 300 p.
7. Атаева О.М., Кузнецов К.А., Серебряков В.А., Филиппов В.И. Портал интеграции пространственных данных «ГеоМета». – М.: ВЦ РАН, 2010. – 106 с.
8. Гордов Е.П., Окладников И.Г., Титов А.Г. Использование Веб-ГИС технологий для разработки информационно-вычислительных систем для анализа пространственно-привязанных данных // *Вестник НГУ, Серия: Инф-е технологии*. 2011. Том 9, вып. 4. Стр. 94-102.
9. Samet R., Tural S. Web based real-time meteorological data analysis and mapping information system // *WSEAS Transactions on Information Science and Applications*. –2010. – V.7.– No.9.– P. 1115-1125.
10. I. G. Okladnikov, E. P. Gordov and A. G. Titov. Development of climate data storage and processing model // *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science*. 2016. V. 48. 012030. doi:10.1088/1755-1315/48/1/012030

Creation of the long-term high-resolution hydrometeorological archive for Russian Arctic: methodology and first results

Platonov V., Varentsov M.

Lomonosov Moscow State University, Research Computing Center, Russia
E-mail: vplatonov86@gmail.com

The Arctic is the region most sensitive to climate change on the globe, it concerns both physical feedbacks in the climate system and ecological systems. However, the spatial distribution of the climate changes in the region is ambiguous, there are various estimates of certain meteorological parameters trends in different water areas and coastal zones of the Russian and foreign Arctic regions. Taking into account the increasing number of dangerous phenomena and outlooks for the Arctic coast and the Northern Sea Route development, the task of providing the region detailed hydrometeorological and climatic information with a horizontal resolution of at least several kilometers becomes particularly topical. As a tool for solving this task, it seems efficient to use regional climate modeling.

As a result of long-term climate experiments, an integrated archive of hydrometeorological parameters will be obtained for the first time in the Arctic for current climatic conditions with a spatial resolution of less than 5 km (regional reanalysis). The main tool is the well known regional non-hydrostatic model COSMO-CLM, the climate version of COSMO model. ERA-Interim global reanalysis will be used as driving conditions for regional model.

First verification over Russian Arctic hundreds stations have shown the best configuration of model and domains, including different model versions, spectral nudging, turbulent scheme options and starting time of experiments. Many test experiments for summer and winter months were conducted. The default version without spectral nudging have shown the worst results – temperature biases are about 1C, RMSE 3.5 – 4 C. There are specific large errors over the inland Eastern Siberia stations, because model has strongly underestimated winter boundary layer freezing. Switch on the spectral nudging reduced RMSE slightly, while many corrections in turbulent scheme options decreased RMSE significantly (up to 2.5 C for coastal stations, and 3 C for inlands), and get slightly negative biases (approx. -0.5 C). Model version 5.05 has also shown reducing of biases. The same estimations are for wind speed, but in general, biases are smaller. Since there are no significant differences between ERA-Interim and ERA5 driving conditions, the former was chosen as basic reanalysis taking into account data volume. The near future long-term experiments with the chosen model configuration would be conducted. The spectral nudging technique will be also applied within all simulations.

Such detailed hydrometeorological fields in the Arctic over a long period (1980 – 2016) will provide new, more thorough and justified estimates of the current regional climate changes, as well as extreme weather events. This will provide broad opportunities for detailed climate assessments of Russian Arctic region, a research analysis of a large number of climate parameters during recent decades. In particular, the data can be used for environmental studies and the modern environmental changes researches, e.g., for the construction of various buildings, infrastructure facilities on the coast and the sea shelf, long-term planning of maritime operations, safe navigation along the Northern Sea Route and many others.

The scientific significance of this regional reanalysis is the possibility of using information as inputs to modeling the ocean's characteristics (wind waves and dynamics), coastal ecosystems (turbulent heat and moisture fluxes, greenhouse gases), experiments on more detailed research of individual phenomena on nested domains (extreme situations, hazardous weather events, etc.), analysis of trends in the frequency of occurrence of

extreme events and features of their spatial distribution, the hydrometeorological regime of coastal areas studies, climatology and tracking of polar mesocyclones, etc.

The scientific and applied importance of the used methodology is also its further application for downscaling of the global CMIP5 (or CMIP6) project climate projections and for detailed assessments of climate and environmental changes in the Arctic in the 21st century on a regional scale, accordingly.

Создание многолетнего архива гидрометеорологической информации высокого разрешения для российской Арктики: методология и первые результаты

Платонов В.С., Варенцов М.И.

Научно-исследовательский вычислительный центр, МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия
E-mail: vplatonov86@gmail.com

ВВЕДЕНИЕ И АКТУАЛЬНОСТЬ

Климат и экстремальные погодные явления в Арктике привлекают всё большее внимание в связи арктическим усилением глобального потепления и сопутствующими изменениями природной среды. Известно, что Арктический регион является наиболее чувствительным к происходящим глобальным изменениям климата, в частности, рост температуры здесь наибольший на всем земном шаре [Stocker et al., 2013]. Это связано в том числе с резким сокращением в последнее время площади морского льда в Северном Ледовитом океане (СЛО), которое запускает механизм альбедной обратной связи, благодаря чему процесс потепления усиливается [Johannessen et al., 2016]. Однако, географическое распределение происходящих климатических изменений в регионе неоднозначно, существуют различные оценки трендов тех или иных метеорологических параметров в разных акваториях и прибрежных зонах российской и зарубежной Арктики [Елисеев, Семенов, 2016; Мохов и др., 2011; Budikova, 2009; Cohen et al., 2014]. В целом увеличение повторяемости опасных явлений погоды отмечается как одна из составляющих современных глобальных изменений климата, однако многие оценки в этой области можно считать достаточно спекулятивными [Второй оценочный..., 2014]. С учётом растущего числа опасных явлений, перспектив по освоению арктического побережья и Северного морского пути, необходимости использования гидрометеорологической информации для строительства инфраструктуры, обеспечения морских операций в Арктике и др., особую актуальность приобретает задача обеспечения региона детализированной гидрометеорологической и климатической информацией с горизонтальным разрешением по крайней мере в несколько километров. В качестве инструмента решения этой актуальной задачи целесообразным представляется использование регионального климатического моделирования. Детализация гидрометеорологических полей в Арктике за длительный период времени с разрешением менее 5 км позволит получить новые, более подробные и обоснованные оценки происходящих региональных и мезомасштабных климатических изменений, а также экстремальных явлений погоды.

Для уточнения и детализации гидрометеорологической информации необходим учёт процессов более мелкого масштаба, нежели присутствуют в имеющихся глобальных климатических моделях и реанализах, в том числе негидростатических эффектов. Этот недостаток может быть во многом устранен благодаря применению мезомасштабных климатических моделей, использующих данные глобального моделирования в качестве входных параметров.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

В качестве основного инструмента создания многолетнего массива метеорологической информации высокого разрешения будет использоваться негидростатическая модель COSMO-CLM (версии 5.0 и/или 5.05). Это региональная мезомасштабная модель разрабатывается одноименным консорциумом (Consortium for Small-scale Modeling), включающим в себя национальные службы прогноза погоды ряда стран, в том числе Росгидромет. Развитие климатической версии модели осуществляется в рамках международного научного сообщества CLM-Community (<http://clm-community.eu>), в которое входят и авторы проекта. Главные отличия климатической версии модели от оперативной прогностической заключаются в ряде модификаций и расширений, предназначенных для долговременных численных экспериментов, таких как большая глубина моделируемого слоя подстилающей поверхности и учет сезонного хода ее параметров [Bohm et al., 2006, Rockel et al., 2008]. Модель COSMO-CLM основана на уравнениях Рейнольдса, описывающих динамику сжимаемой жидкости во влажной атмосфере. Модельные уравнения решаются на широтно-долготной сетке со смещенным положением Северного полюса, за счет чего минимизируется проблема сходимости меридианов в точке полюса. Численная схема реализована на сетке Аракавы типа C [Arakawa, Lamb, 1977]. В роли вертикальной координаты выступает гибридная координата Гал-Чена μ

(σ -z система), представленная аналогом σ -координаты от земной поверхности (Z_0) до промежуточного уровня ZF, а выше уровня ZF – обычной Z-координатой [Gal-Chen, Sommerville, 1975; Schar et al., 2002]. Такое представление вертикальных координат позволяет избежать проблем, связанных с неоднородностью рельефа. Стандартная конфигурация модели COSMO-CLM включает в себя: схему интегрирования по времени Рунге-Кутты с расщеплением акустических и гравитационных волн и численной аппроксимацией горизонтальной адвекции 5-го порядка; диффузию по Смагоринскому; «спектральный наджинг» [von Storch et al., 2000]. Схема параметризации радиации Ritter-Geleyn [Ritter, Geleyn, 1992] основана на двух-поточковой версии уравнения радиационного переноса; параметризация осадков описывает льдо- и градообразование в облаках; влажная и мелкая конвекция параметризуется схемой Tiedtke [Tiedtke, 1989] потока массы с равновесным замыканием; турбулентность описывается одномерной TKE – схемой замыкания 2,5 порядка; схема параметризации переноса в приземном слое, основанная на использовании уравнения для турбулентной кинетической энергии, включает описание процессов в ламинарно-турбулентном слое шероховатости. Это позволяет разделить модельные значения на твёрдой поверхности и уровне шероховатости. Более подробная документация приведена на сайте [<http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/default.htm>]. При этом, конфигурация модели будет адаптирована с учетом специфики гидрометеорологических условий Арктического региона, в частности, будет увеличено количество вертикальных уровней модели для лучшего разрешения процессов в приземном слое.

В целом схема предполагаемых долгосрочных экспериментов будет выглядеть следующим образом. Для запуска региональной модели COSMO-CLM в качестве граничных условий будет использоваться один из широко известных и используемых в мировой исследовательской практике глобальных реанализов – Европейского Центра Среднесрочных Прогнозов Погоды (ЕЦСПП, ECMWF) ERA-Interim [Dee et al., 2011], ERA5 [Copernicus, 2017] за период 1980 – 2016 гг. Информация о свойствах подстилающей поверхности (маска суша/море, параметр шероховатости, покрытие модельной ячейки льдом, температура поверхности океана и др.) формируется при помощи программного средства EXTPAR v.3.0 (<http://www.clm-community.eu/index.php?menuid=221>), в дальнейшем она интерполируется на сетку выбранного домена в готовом для старта модели виде. В результате моделирования методом динамического даунскейлинга («вложенных сеток») предполагается получить детализированные поля метеорологических элементов за последние тридцать пять лет с дискретностью архивируемых данных по времени 1 час. Первоначально будет проводиться модельный расчёт для области с самым грубым разрешением (с предполагаемым шагом сетки около 15 км, «базовый домен»), охватывающим большую часть Российской Арктики, с граничными условиями, задаваемыми по данным реанализа ERA-Interim. Затем выходные данные этих экспериментов будут использоваться в качестве начальных и граничных условий для интерполяции в дальнейших модельных расчётах на доменах с шагом сетки менее 5 км для нескольких ключевых регионов Российской Арктики. Схема расчётных доменов представлена на рис. 1. Предполагается, что в выходной информации будет представлено порядка сотни различных гидрометеорологических параметров, как приземных, так и трехмерных в атмосфере и почве.

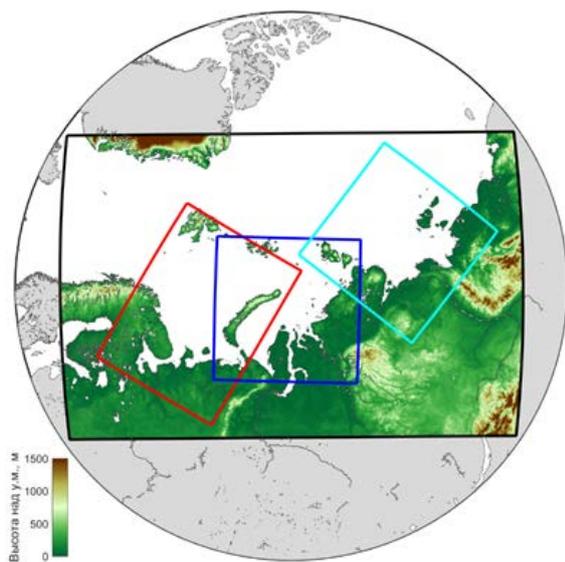


Рис. 1. Предварительная схема областей моделирования. Черный прямоугольник показывает «базовую» область с шагом сетки ~13 км, красный, синий и бирюзовый – вложенные области моделирования с шагом сетки ~3.3 км соответственно для Баренцева моря, Карского моря и моря Лаптевых.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Первые результаты верификации для базового домена над акваторией российской Арктики по данным нескольких сотен метеорологических станций позволила подобрать оптимальную конфигурацию модели среди различных версий, использования «спектрального наджинга», настроек турбулентной схемы, времени старта экспериментов и др. Было проведено несколько тестовых экспериментов для зимних и летних месяцев. Стандартная версия модели без «спектрального наджинга» показала худшие результаты – средние ошибки по температуре достигают около 1 С, СКО до 3.5 – 4 С (рис. 2). Особенно большие ошибки характерны для зимних условий материковых станций Восточной Сибири, располагающихся в низинах. Это обусловлено недооценкой мощности приземных инверсий в модели, т.е. особенностями параметризации турбулентности. В то же время, только по прибрежным станциям, ошибки уже значительно меньше. Использование спектрального наджинга, а также более новой версии модели позволило немного уменьшить эти ошибки.

Стандартная версия модели без «спектрального наджинга» показала худшие результаты – средние ошибки по температуре достигают около 1 С, СКО до 3.5 – 4 С (рис. 2). Особенно большие ошибки характерны для зимних условий материковых станций Восточной Сибири, располагающихся в низинах. Это обусловлено недооценкой мощности приземных инверсий в модели, т.е. особенностями параметризации турбулентности. В то же время, только по прибрежным станциям, ошибки уже значительно меньше. Использование спектрального наджинга, а также более новой версии модели позволило немного уменьшить эти ошибки.

Однако, наиболее существенного прогресса удалось добиться, применив другие параметры турбулентной схемы (в частности, tkhmin и tkmmmin, отвечающие за минимальные коэффициенты диффузии потоков тепла и момента в условиях устойчивой стратификации). В результате, средние по домену ошибки стали даже слабо отрицательными (~ -0.5 C), а СКО сократилось до ~ 2.5 C для прибрежных районов и ~ 3 C для внутриматериковых (рис. 3). Схожие относительные результаты экспериментов получились для скорости ветра, однако величины ошибок меньше. Сравнение экспериментов с различными граничными условиями – ERA-Interim и ERA5 – показало несущественные различия в ошибках, поэтому было решено в дальнейших основных экспериментах остановиться на реанализе Era-Interim из-за значительно меньшего объёма необходимой информации.

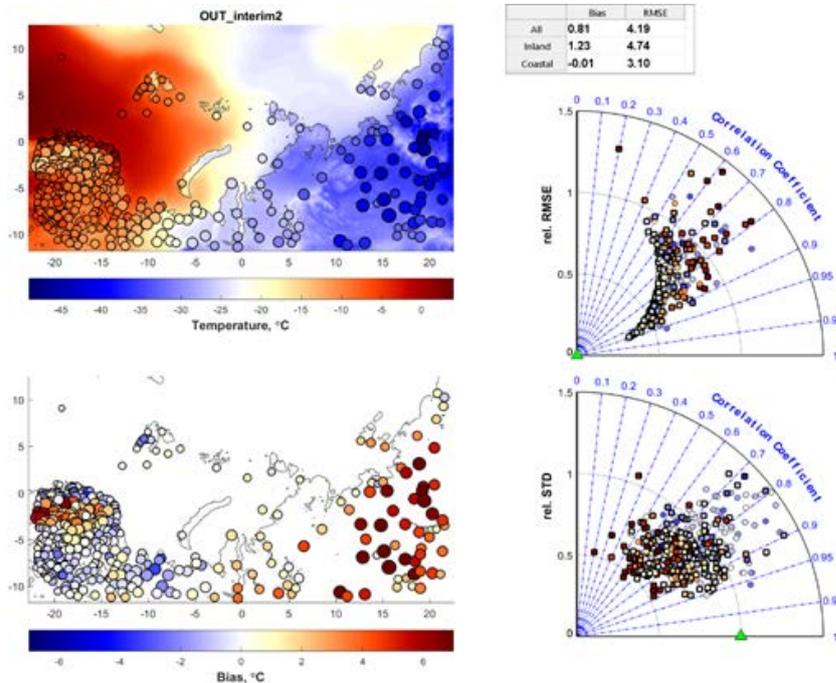


Рис. 2. Эксперимент со стандартной версией модели для января 2013 г. Слева сверху: распределение температуры (C) по данным модели (заливка) и станций (кружки), размер кружков пропорционален ошибке. Слева внизу: распределение ошибок температуры (C) в точках станций, размер кружков пропорционален ошибке. Справа сверху: таблица средних ошибок и СКО для всех станций, внутриматериковых и прибрежных. Справа: диаграммы Тейлора для СКО и стандартного отклонения.

Таким образом, в бли-

жайшее время предполагается проведение длительных экспериментов с выбранной конфигурацией модели с измененными характеристиками турбулентной схемы и включенным «спектральным наджингом» для базового домена.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученный массив данных предполагается сделать доступным для использования различными государственными и коммерческими структурами как для проведения всесторонних научных исследо-

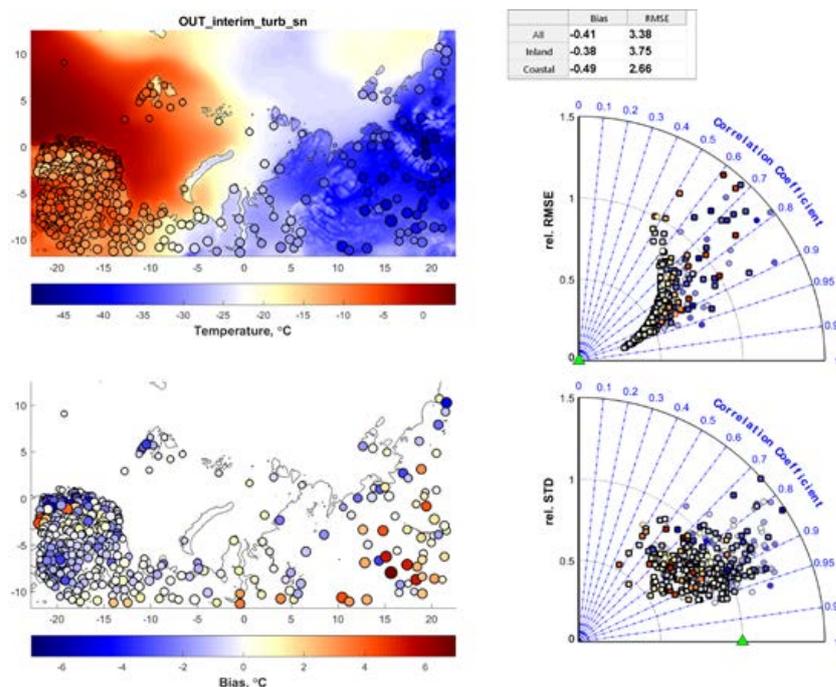


Рис. 3. Эксперимент с версией модели с измененными параметрами турбулентной схемы и «спектральным наджингом» для января 2013 г. Слева сверху: распределение температуры (C) по данным модели (заливка) и станций (кружки), размер кружков пропорционален ошибке. Слева внизу: распределение ошибок температуры (C) в точках станций, размер кружков пропорционален ошибке. Справа сверху: таблица средних ошибок и СКО для всех станций, внутриматериковых и прибрежных. Справа: диаграммы Тейлора для СКО и стандартного отклонения.

ваний, так и для опосредованных оценок компонентов природной среды. Это предоставит широкие возможности для детальных климатических оценок арктического региона России, анализа большого количества параметров климата последних десятилетий. В частности, данные могут применяться для экологических исследований и изысканий современных изменений природной среды, например, для задач строительства различных сооружений, объектов инфраструктуры на побережьях и морском шельфе, долгосрочного планирования морских операций, обеспечении безопасного судоходства по Северному морскому пути и многих других.

Кроме того, информация может быть использована в качестве входных данных для моделирования характеристик океана (волнение и динамика ледового покрова), прибрежных экосистем (турбулентные потоки тепла, влаги, парниковых газов), экспериментов по более детальному изучению отдельных явлений на вложенных сетках (экстремальных ситуаций, опасных погодных явлений и др.). Научная значимость регионального реанализа заключается также в анализе трендов повторяемости экстремальных событий и особенностей их пространственного распределения, изучении гидрометеорологического режима прибрежных территорий, исследовании климатологии полярных мезоциклонов (на основе процедуры их трекинга), и многих других.

Научная и прикладная значимость используемой методологии заключается также в том, что она в дальнейшем может быть применена для даунскейлинга климатических проекций глобальных моделей международного проекта CMIP5 (или CMIP6) и, соответственно, для детализированных оценок изменений климата и окружающей среды в Арктике в XXI веке на региональном масштабе.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00604.

Литература:

1. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации // Москва: ИГКЭ. 2014.
2. Елисеев А. В., Семенов В. А. Изменения климата Арктики в XXI веке: ансамблевые модельные оценки с учетом реалистичности воспроизведения современного климата // Доклады Академии наук. — 2016. — Т. 471, № 2. — С. 214–218.
3. И. И. Мохов, В. А. Семенов, А. В. Елисеев и др. Изменения климата и их последствия в высоких широтах: диагностика и моделирование // Вклад России в МПГ 2007/08. Первые результаты. Том "Метеорологические и геофизические исследования". — Европейские издания Москва, 2011. — С. 96–130.
4. Johannessen, O. M., Kuzmina, S., Bobylev, L. P. and Miles, M. W. 2016. Surface air temperature variability and trends in the Arctic: New amplification assessment and regionalization. *Tellus* 68A, 28234.
5. Cohen, J., Screen, J. A., Furtado, J. C., Barlow, M., Whittleston, D. and co-authors. 2014. Recent Arctic amplification and extreme mid-latitude weather. *Nature Geosci.* 7, 627-637.
6. Rockel B., Will A., Hense A. The regional climate model COSMO-CLM (CCLM) // *Meteorologische Zeitschrift*. 2008. V. 17. № 4. P. 347–348.
7. Böhm U., Kücken M., Ahrens W., Block A., Hauffe D., Keuler K., Rockel B., Will A. CLM – The Climate Version of LM: Brief Description and Long-Term Applications // *COSMO Newsletters*. 2006. № 6. P. 225–235.
8. Arakawa A., Lamb V.R. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model // *Methods in computational physics*. 1977. V. 17. P. 173-265.
9. Gal-Chen T., Somerville R.C.J. On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations // *Journal of Computational Physics*. 1975. V. 17. № 2. P. 209-228.
10. Schär C., Leuenberger D., Fuhrer O., Lüthi D., Girard C. A new terrain-following vertical coordinate formulation for atmospheric prediction models // *Monthly Weather Review*. 2002. V. 130. № 10. P. 2459-2480.
11. Von Storch H., Langenberg H., Feser F. A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes // *Monthly weather review*. 2000. V. 128. № 10. P. 3664-3673.
12. Ritter B., Geleyn J.F. A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations // *Monthly Weather Review*. 1992. V. 120. № 2. P. 303-325.
13. Tiedtke M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models // *Monthly Weather Review*. 1989. V. 117. № 8. P. 1779-1800.
14. Dee D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 2011. V. 137. № 656. P. 553-597.
15. Copernicus Climate Change Service (C3S) (2017): ERA5: Fifth generation of ECMWF atmospheric re-analyses of the global climate. Copernicus Climate Change Service Climate Data Store (CDS), 14.03.2019
16. Stocker, Thomas F., et al. "IPCC, 2013: climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change." (2013).



Development of a model for the forecast of El Niño and La Niña using neural networks

Lubkov A.S., Voskresenskaya E.N., Marchukova O.V.

Institute of Natural and Technical Systems, Sevastopol, Russia
E-mail: andrey-ls2015@yandex.ru

El Niño – Southern Oscillation (ENSO) is the main climate signal of the ocean-atmosphere system, which explains global interannual variability. It is located in equatorial Pacific. The responses of ENSO are observed in hydrometeorological anomaly fields not only over the tropical Pacific, but also in extra-tropical latitudes by teleconnection [3, 4]. Southern Oscillation Index (SOI) is often used as a characteristic of ENSO. ENSO has two extreme opposite phases. El Niño is the warm phase of ENSO and La Niña is the cold phase. El Niño is characterized by the transfer of warm pool to the eastward, the alignment of the thermocline near the coast of South America, the weakening of Walker cell and consequently the atmospheric circulation rearrangement at the equator [1, 2]. La Niña is characterized by the shift of warm pool westward, the upwelling intensification more often near the coast of South America and less often in center equatorial Pacific and the growth of SOI [3].

Sometimes the consequences of this extreme events lead to loss of life and economic losses [5, 6]. So the international scientific community is interested in the possibility of predicting extreme ENSO anomalies. Despite the of improvement of modeling approaches and technologies monitoring the characteristics of El Niño and La Niña from space and in the ocean, today the prediction of these events remains imperfect.

Assessing the complexity and importance of the existing problem, we will try to use the method based on neural networks to predict the start of the extreme phases of ENSO. Previously, the method was successfully applied to reconstruction data on water transparency and predict streamflow [8]. In work [8], the teleconnection indices were used as input data. This approach will be used in this work to predict the SOI with a shift of one to several months. A primitive flowchart of the neural network structure is shown in fig. 1. This model can possibility of successful SOI forecasting in 1 – 5 months advance.

Calculations and analysis of the results were carried out for each month. The control sample for the period 2007-2015 was used to verify the model. In result, best of all, the model are consistent with the control sample values for January. For February, in the spring months, August, September and November the model quality is slightly worse than for January. The quality of modeling for July and October is low. And only for December, modeling using neural networks is not applicable.

Analysis of the modeling results for the evolution of El Niño and La Niña events is carried out taking into account the previous classification of these events [11, 12]. The modeling results are shown in fig. 2.

Eastern 2007 La Niña event was begun in September. The model showed the start of La Niña 1 month later. The model has underestimated the intensity of the index in the La Niña maximum phase. The minor SOI anomaly from August 2008 to March 2009 was well modeled. *Central 2009 El Niño* was begun in July. The model demonstrated the start of this event timely. The calculated SOI not well describes the observed values of SOI. *Central 2010 La Niña* was begun in June. SOI intensity at maximum phase was underestimated by model. One more *Central 2011 La Niña* was recorded in August. The model determined the start of La Niña 1 month later. The model overestimated the intensity of the SOI. After the 2011 La Niña the model showed the maximum of SOI from August to December, which was not observed in the real. The very intense *Eastern 2015 El Niño event* was started in April. The model demonstrated the beginning of event two months later. The maximum phase of the event was observed from December 2015 to February 2016, which is outside the control sample.

This work was partially carried out with the financial support of the RFBR grant (project № 18-35-00325 мол_a).

Разработка модели для прогноза Эль-Ниньо и Ла-Нинья с использованием нейронных сетей

Лубков А.С., Воскресенская Е.Н., Марчукова О.В.

Институт природно-технических систем, Севастополь, Россия
E-mail: andrey-ls2015@yandex.ru

CITES'2019

МЕЖДУНАРОДНАЯ МОЛОДЕЖНАЯ ШКОЛА И КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ВЫЧИСЛИТЕЛЬНО-ИНФОРМАЦИОННЫМ ТЕХНОЛОГИЯМ ДЛЯ НАУК ОБ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ

ВВЕДЕНИЕ

Эль-Ниньо – Южное колебание (ЭНЮК) – квазипериодический процесс межгодового масштаба, происходящий в Экваториальной зоне Тихого океана. Он проявляется в изменении температуры поверхности океана (ТПО) и, как следствие, в изменении давления над уровнем моря. ЭНЮК имеет две экстремальные противоположные фазы существования – теплую (Эль-Ниньо) и холодную (Ла-Нинья). В конце XX века ученые выделяли следующие характерные особенности этих фаз ЭНЮК. Считалось, что для Эль-Ниньо характерны перенос теплых экваториальных вод в восточном направлении, выравнивание термоклина у берегов Южной Америки, ослабление интенсивности ячейки Уокера и смещение центров действия атмосферы на экваторе [1, 2]. Противоположной фазе, позже названной Ла-Нинья, было характерно смещение теплого экваториального бассейна несколько западнее, выраженное поднятие термоклина у берегов Южной Америки и в центре Тихого океана и интенсификация ячейки Уокера [3].

В качестве характеристики ЭНЮК часто используют индекс Южного колебания (ИЮК), представляющий нормированную разность приземного давления между о.Таити и портом Дарвин (Австралия). Учитывая исторически сложившееся наличие долговременных регулярных данных об ИЮК, следует полагать, что он будет статистически более надежно отображать особенности эволюции явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья, что представляет особый научный интерес современных исследователей этих событий.

Проявления теплой и холодной фаз ЭНЮК отмечаются в аномалиях погоды и климата вплоть до экстремальных не только над тропической зоной Тихого океана, но и во внетропических широтах посредством дальнедействующих связей системы океан-атмосфера [3, 4]. Нередко последствия этих событий приводят к серьезным человеческим жертвам и экономическим потерям [5, 6]. Однако, несмотря на усовершенствование подходов моделирования и технологий мониторинга характеристик Эль-Ниньо и Ла-Нинья из космоса и в океане, прогнозирование этих событий остается несовершенным. Дело в том, что, несмотря на достаточно длительное исследование [2-6] и имеющиеся примеры успешного моделирования Эль-Ниньо [7], механизм формирования как Эль-Ниньо, так и Ла-Нинья до сих пор остается одной из важнейших современных научных проблем.

Оценивая сложность и важность существующей проблемы, попробуем использовать метод на основе искусственных нейронных сетей для прогнозирования наступления экстремальных фаз ЭНЮК. Ранее метод был успешно применен для восстановления данных о прозрачности воды и прогнозирования объемов речного стока [8]. Тогда в качестве входных данных использовались индексы глобальных дальнедействующих климатических сигналов. Такой подход будет использован и в этой работе для прогнозирования ИЮК с заблаговременностью от одного до нескольких месяцев.

Таким образом, в настоящей работе будет изучена возможность применения модели на основе нейронных сетей для прогнозирования индекса Южного колебания.

ДАННЫЕ

В работе для анализа привлекались следующие данные.

Среднемесячные ряды индексов дальнедействующих сигналов в системе океан-атмосфера за период 1950–2015 гг. для Северного полушария Земли: Северо-Атлантическое, арктическое, Восточно-атлантическое, Скандинавское, Полярное, Западно-тихоокеанское, колебание между восточной Атлантикой и западной Евразией, между Тихим океаном и северной Америкой, между восточной и северной частью Тихого океана.

Индексы дальнедействующих сигналов для Южного полушария рассчитывались в настоящей работе на основе среднемесячных данных реанализа 20 столетия (20th Century Reanalysis v2c или 20CR) о поле геопотенциала на изобарическом уровне 500 мб с пространственной узловой сеткой $2^\circ \times 2^\circ$ за период 1950 – 2015 гг. Барические структуры, описанные в работе [9], были пересчитаны по предложенным авторами координатам.

$$P1 = (Z(26^\circ \text{ ю. ш.}, 140^\circ \text{ в. д.}) - Z(54^\circ \text{ ю. ш.}, 145^\circ \text{ в. д.}))/2$$

$$P-2 = (Z(22^\circ \text{ ю. ш.}, 25^\circ \text{ в. д.}) - Z(54^\circ \text{ ю. ш.}, 10^\circ \text{ в. д.}))/2$$

$$P-3 = (Z(18^\circ \text{ ю. ш.}, 50^\circ \text{ з. д.}) - Z(58^\circ \text{ ю. ш.}, 140^\circ \text{ в. д.}))/2$$

$$P-4 = (Z(54^\circ \text{ ю. ш.}, 145^\circ \text{ в. д.}) + Z(58^\circ \text{ ю. ш.}, 10^\circ \text{ в. д.}) + Z(62^\circ \text{ ю. ш.}, 100^\circ \text{ з. д.}))/3$$

$$P-5 = (Z(46^\circ \text{ ю. ш.}, 90^\circ \text{ з. д.}) - Z(76^\circ \text{ ю. ш.}, 90^\circ \text{ з. д.}))/2$$

$$P-6 = (Z(18^\circ \text{ ю. ш.}, 130^\circ \text{ з. д.}) - Z(58^\circ \text{ ю. ш.}, 140^\circ \text{ в. д.}))/2,$$



где Z – аномалия геопотенциала на изобарической поверхности 500мб, рассчитанная на основе климатического периода 1961-1990 гг, P1 – Австралийское колебание, P-2 – Колебание Южная Атлантика – Южная Африка, P3 – колебание Южная Америка – Антарктика, P4 – Колебание Умеренного пояса Южного полушария – Антарктика, P5 – Колебание между Южно-тихоокеанским максимумом и Землей Грейма (Антарктида), P6 – Южно-тихоокеанское колебание.

Так же использовался индекс Тихоокеанской декадной осцилляции (PDO) за период 1950-2015 гг, который рассчитывается в северной части Тихого океана и представляет собой детрендированную аномалию температуры поверхности воды.

Методика. Для моделирования ИЮК использовалась однонаправленная гетероассоциативная однослойная (один скрытый слой) нейронная сеть (НС) с учителем. Нейроны входного, скрытого и выходного слоя представлены сигмоидальной биполярной функцией: $f(x) = \tanh(\beta x)$ [10]. Ее производная – деактивационная функция – используется для формирования целевой функции и отображения результата. В качестве входных параметров был использован набор индексов дальнедействующих сигналов системы океан-атмосфера. Обучение модели проводилось на основе алгоритма обратного распространения ошибки. Схема модели представлена на рис. 1.

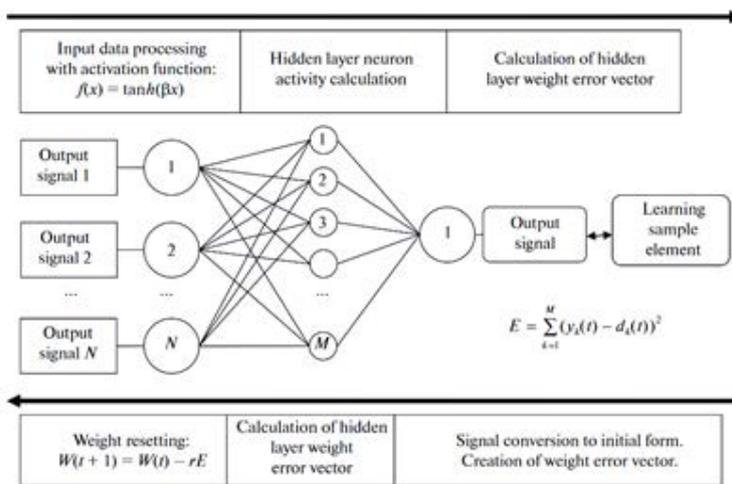


Рис 1. Краткая схема обучения нейронной сети. W – веса активности нейронов, t – временной шаг, r – коэффициент скорости обучения, E – целевая функция, y – множество выходных сигналов, d – множество элементов обучающей выборки. N – общее количество нейронов во входном слое, M – общее количество нейронов в скрытом слое, k – номер нейрона скрытого слоя.

Fig. 1. Flow-chart of training the neural network. Here W – is the weight of neural activity; t – is the time step; r – is the coefficient of training rate; E – is the objective function; y_k – is the set of output signals; d_k – is the set of elements of learning sample; N – is the total number of neurons in the input layer; M – is the total number of neurons in the hidden layer; k – is the neuron number in the hidden layer

Ряд значений моделируемого параметра был разделен на обучающую, тестирующую (тестовую) и контрольную выборки. На обучающей выборке проводилось обучение модели, на тестовой – проверка результата моделирования. Выбор временных промежутков для обучения и тестирования модели основывается на определении понятия климата. Утвержденный ЮНЕСКО термин «климат» определяется как статистический ансамбль состояний, проходимых климатической системой за периоды времени порядка десятилетий (по международным соглашениям 1957 и 1996 гг. этот период равен 30 лет). Поэтому для обучения выбран 30-летний период с 1951 по 1980, для теста 26-летний – 1981-2006. Контрольная выборка не участвовала в процессе моделирования и нужна была для того, чтобы независимо оценить воспроизводимость моделью сложных явлений. В качестве контрольной выборки рассматривался период с 2007 по 2015 годы, включающий в себя 3 события Ла-Нинья (2007-2008, 2010-2011, 2011-2012) и 2 события Эль-Ниньо (2009-2010, 2015-2016).

Подробное описание тонкостей ядра модели можно найти в работе [8].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Расчеты, а затем анализ полученных результатов проводились для каждого месяца. При этом использовалась контрольная выборка для периода с 2007 по 2015 годы включительно, состоящая из 9 значений для каждого месяца. Несмотря на короткие ряды этой выборки, для каждого моделируемого месяца был проведен контроль качества прогнозируемых параметров, по результатам которого выявилось, что наилучшим образом модельные значения согласуются с реальными расчетами для января. В феврале, в весенние месяцы, август, сентябрь и ноябрь такое согласование немного, но незначительно хуже. Моделирование в июне, июле и октябре показывает более низкий уровень соответствия, но в пределах допустимых значений. И лишь для декабря модель показала неудовлетворительное качество, и этот результат не может быть принят для использования.

Переходя к анализу результатов моделирования эволюции событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья отметим, что он будет проводиться с учетом ранее проведенной авторами работы по классификации этих событий [11, 12].

Далее сопоставим результаты смоделированных индексов ЮК для каждого месяца с наблюдаемыми на контрольной выборке. В период с 2007 по 2015 отмечалось 5 фаз ЭНЮК, описанных выше при характеристике выбранного контрольного периода (рис. 2).

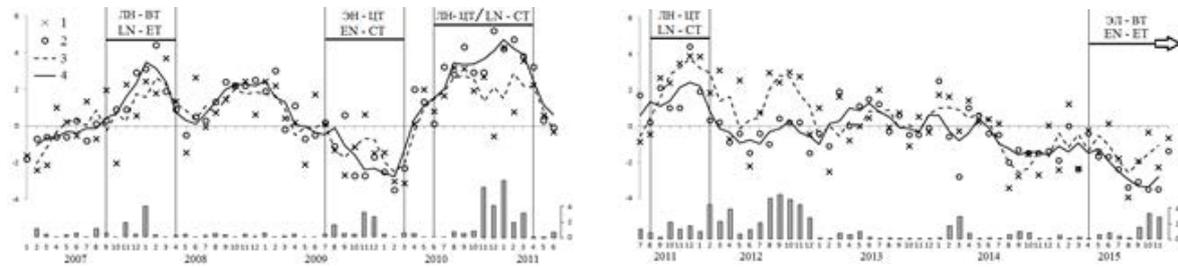


Рис. 2. Результаты верификации модельных расчетов для контрольной выборки ИЮК (графики со шкалой слева). Здесь 1 – рассчитанный ИЮК, 2 – его 3-х-месячное скользящее среднее, 3 – реальный ИЮК и 4 – его 3-х-месячное скользящее среднее. квадрат разности величин после 3-х-месячного скользящего осреднения на диаграмме со шкалой справа приведен под графиком.

Fig. 2. Verification results of SOI modeling for control sample (graphs with left scale). Here 1 – modeled SOI, 2 – its 3-months moving average, 3 – real SOI and 4 – its 3-months moving average. RMSE after 3-months moving average (diagram with right scale is under the graphs).

Ла-Нинья Восточного типа 2007 года началось в сентябре. На наблюдаемом ИЮК рост разницы давления отмечается в октябре, на рассчитанном – в ноябре. Интенсивность модельного расчета в максимальную фазу развития явления несколько занижена. Так же можно отметить еще один пик ЮК с августа 2008 по март 2009, несмотря на то что аномалия ТПО была не достаточна, чтобы быть причисленной к Ла-Нинья, однако рассчитанный индекс показал высокое сходство с наблюдаемым.

Эль-Ниньо центрального типа 2009 года началось раньше нормы – в июле. Понижение индекса ЮК начало наблюдаться только в сентябре, модельно рассчитанного ЮК – в августе. Рассчитанный индекс плохо отображает наблюдаемые значения: можно сделать ложный вывод о затухании явления гораздо раньше действительного окончания события.

Ла-Нинья 2010 года центрального типа по температурным аномалиям началось в июне. Начало явления в аномалиях ТПО совпало с интенсификацией рассчитанного и наблюдаемого индекса ЮК. Интенсивность максимальной фазы в модельном расчете несколько занижена: в декабре и феврале были существенные выбросы, которые повлияли на 3-х месячное скользящее среднее.

Еще одно *Ла-Нинья центрального типа* проходило в 2011-2012 гг. начало которого в аномалиях ТПО наблюдалось в августе. Высокий наблюдаемый индекс ЮК соответствует месяцу начала явления в океане. В рассчитанном индексе рост разницы давления (начало явления) наблюдается в сентябре. Модельный расчет индекса несколько завышает наблюдаемый ИЮК, а окончание Ла-Нинья определяет на два месяца позже действительного – в апреле 2012 года. Следом за Ла-Нинья модель показала наличие еще одного пика явления с августа по декабрь, которого в наблюдаемых значениях не было.

Для 2014 года с августа по октябрь моделируемые расчеты были незначительно занижены. Могло сложиться впечатление о начинающемся Эль-Ниньо. В то же время результаты моделирования, полученные в сентябре 2014 года с помощью моделей международных климатических центров - 12-и динамических и 5-и статистических моделей, как и в нашем случае, прогнозировали наступление Эль-Ниньо в октябре 2014 года. Однако это событие началось в апреле 2015 года и относилось к восточному типу. Рост ИЮК наблюдался уже в июне. Рассчитанный в настоящей работе индекс начал расти только в июле. Поэтому в фазу максимальной интенсивности явления модельный расчет занижил результаты.

Работа выполнена частично при финансовой поддержке гранта РФФИ (проект № 18-35-00325 мол_а).

Литература:

1. Larkin N.K., Harrison D.E. Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Nino autumn and winter // *Geophys Res Lett.* 2005. № 32. L13705. DOI: 10.1029/2005GL022738
2. Rasmusson E.M., Carpenter T.H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with Southern Oscillation (El Nino) // *Monthly Weather Review.* 1982. № 110, P. 354–384. DOI: 10.1175/1520-0493(1982)110<0354:VITSST>2.0.CO;2
3. Philander S. G. *El Niño, La Niña and the Southern Oscillation* // Academic Press. San Diego, CA. 1990, 289 p.
4. McPhaden M.J., Zebiak S.E., Glantz M.H. ENSO as an integrating concept in Earth science // *Science.* 2006. V. 314. № 5806. P. 1740–1745. DOI: 10.1126/science.1132588

5. Ashok K, Behera S K, Rao S A, et al. El Nino Modoki and its possible teleconnection. *J Geophys Res*, 2007, 112: C11007. DOI: 10.1029/2006JC003798
6. Yuan Y., Yang H., Li C.Y. Study of El Nino events of different types and their potential impact on the following summer precipitation in China (in Chinese) // *Acta Meteorol Sin*. 2012. № 70. P. 467–478.
7. Hendon H.H., Lim E., Wang G., Alves O., Hudson D. Prospects for predicting two flavors of El Niño // *Geophysical research letters*, 2009. DOI: 10.1029/2009GL040100
8. Lubkov, A.S., Voskresenskaya, E.N. & Kukushkin, A.S. Method for reconstructing the monthly mean water transparencies for the northwestern part of the Black Sea as an example // *Atmos Ocean Opt* (2016) 29: 457–464. doi:10.1134/S1024856016050092.
9. Лубков А.С., Воскресенская Е.Н., Марчукова О.В. Прогнозирование индекса Южного колебания // *Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о земле: СПбГУ*, 2017. – №4(62). С.: 370 – 388.
10. Осовский С. Нейронные сети для обработки информации – М.: Финансы и статистика. 2002. 344 с. ISBN 5-279-02567-4
11. Лубков А.С., Воскресенская Е.Н., Марчукова О.В. Объективная классификация явлений Эль-Ниньо // *Использование и охрана природных ресурсов в России: НИИ-Природа*, 2017. – №1(149). С.: 41 – 44.
12. Voskresenskaya E.N., Marchukova O.V., Maslova V.N., Lubkov A.S. Interannual climate anomalies in the Atlantic-European region associated with La-Nina types // *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.*, 2018, V.107, 012043. doi :10.1088/1755-1315/107/1/012043

Методы машинного обучения в предсказании неопределённости моделей окружающей среды

^{1,2,3}Соломатин Д.П.

¹ IHE Delft Institute for Water Education, Delft, Netherlands

² Water Resources Section, Delft University of Technology, Delft, Netherlands

³ Институт водных проблем РАН, Москва, Россия

E-mail: d.solomatine@un-ihe.org

Рассмотрим модель $y = M(X, P)$, которая представляет соотношение между входными X и выходными y переменными (например, осадками и речным стоком). Параметры модели P . Обычно предполагается, что данные (X и/или P) неточны, т.е. в них имеется неопределенность, описываемая распределением вероятности. Задача анализа неопределенности состоит в изучении того, как неопределенность в данных проходит через модель и достигает выхода y , и в нахождении распределения $p(y)$.

Однако возможно рассмотреть также так называемую *остаточную неопределенность*. В этом случае X и P предполагаются детерминированными, а модель - калиброванной (оптимальной) и также детерминированной. Однако модель не свободна от ошибок, и ошибка модели рассматривается как эквивалент её неопределённости. Ошибка рассматривается как случайная величина с неизвестным распределением (которое, однако, можно оценить).

Если прогнать модель M для многочисленных реализаций входов (например, для временного ряда дневных осадков несколько лет), то мы сгенерируем временной ряд выходной переменной (речного стока), и ряд соответствующих ошибок E модели для каждого шага. Выделив переменные, имеющие влияние на эту ошибку, можно построить матрицу данных, на базе которой натренировать модель машинного обучения U , предсказывающую параметры распределения E , например, его два квантиля, 5% и 95%. В работе представлен метод UNEEC который позволяет построить такую модель.

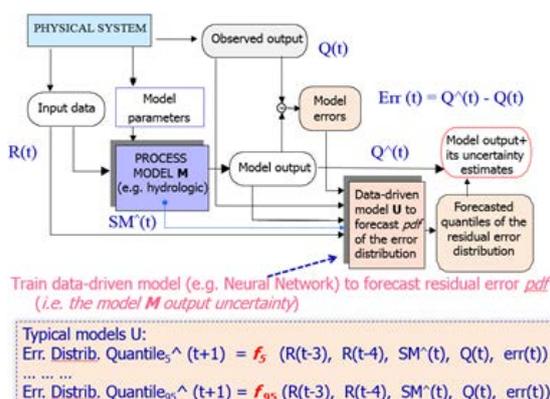


Рис. 1. Модель U предсказывает значения квантилей распределения ошибки модели M .

Machine learning techniques in predicting uncertainty of environmental models

^{1,2,3}Solomatine D.P.

¹ IHE Delft Institute for Water Education, Delft, Netherlands

² Water Resources Section, Delft University of Technology, Delft, Netherlands

³ Water Problems Institute of RAS, Moscow, Russia

E-mail: d.solomatine@un-ihe.org

Abstract. Predicting uncertainty of environmental models is a problem that received attention in the last decade. The paper presents an approach allowing to use machine learning techniques to build such predictive models, based on running the main model M on past data (time series), and saving the errors for each time step. Error is assumed to manifest the model uncertainty. It is possible to train a ML model able to predict the distribution quantiles of the model M errors.

1 INTRODUCTION

Uncertainty is inherent to modelling complex environmental processes. For example, in rainfall-runoff models uncertainty can be accounted for by probabilistic characterization of meteorological events leading to floods. Along with the recognition of the uncertainty of physical processes, the uncertainty analysis of models of these processes has become a popular research topic over the last decade.

Objective of this paper is presenting some results of using machine learning for building the predictive models of environmental models' uncertainty.

2 INPUT, PARAMETRIC AND RESIDUAL UNCERTAINTY OF MODELS

We assume a simulation model $y = M(X, P)$ is given, and it models (simulates) relationships between input and output environmental variables (e.g., rainfall and the resulting river flow). Typically it is implicitly assumed that the *data uncertainty* (in inputs X or parameters P) is probabilistically described by distributions. Uncertainty analysis study aims then at exploring how this uncertainty propagates through the model, and at characterizing the probability distribution $p(y)$ of the model output y .

However there is the so-called *residual uncertainty* as well. In this case the model parameters and/or model inputs are considered to be fixed (deterministic), i.e. the model is considered to be optimal (calibrated) and deterministic. Model error is considered as the manifestation of uncertainty. The following methods can be mentioned:

(a) quantile regression (QR) method by Koenker and Basset in which linear regression is used to build predictive models for distribution quantiles [1]

(b) a more recent approach that takes into account the input variables influencing such uncertainty and uses more advanced machine learning (non-linear) methods (neural networks, model trees etc.) – the UNEEC method [2,3,7]

(c) DUBRAUE method (Dynamic Uncertainty Model By Regression on Absolute Error), a autoregressive model of model residuals (it corrects the model residual first and then carries out the uncertainty prediction by a autoregressive statistical model) [5].

We assume that there is enough past data about the model errors (i.e. its uncertainty), so it is possible to build a statistical or machine learning (ML) model of uncertainty, trained on this data.

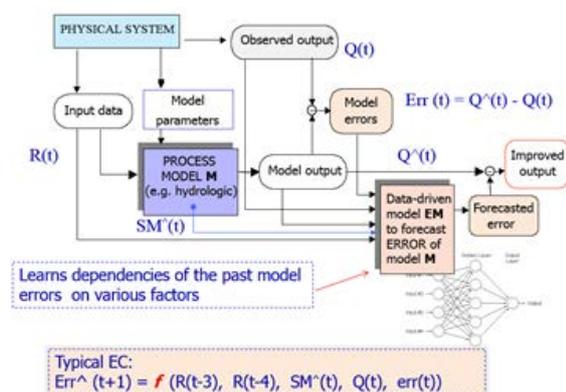


Fig. 1. Error corrector EM predicts the value of the model M error.

3 PREDICTING MODEL ERROR

We start with the so-called error corrector - a ML model EM that predicts model M error for new inputs (Fig 1). Here, for hydrological models, input X is rainfall $R(t)$, model output y is river flow $Q^{(t)}$. $Q^{(t)}$ is the measured flow. $SM^{(t)}$ is the calculated model state (e.g. soil moisture).

4 PREDICTING PARAMETERS OF THE MODEL ERROR DISTRIBUTION

Next step we make is to build a ML model U that would predict the quantiles of the model M error distribution (pdf).



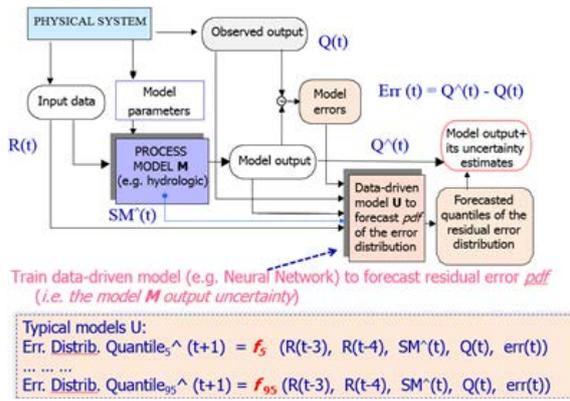


Fig. 2. Machine learning model U predicts the quantiles of the model M error distribution.

5 UNCERTAINTY ESTIMATION BASED ON LOCAL ERRORS AND CLUSTERING (UNEEC)

We have developed the method called UNcertainty Estimation based on local Errors and Clustering (UNEEC) [2, 3]. The following assumptions are made:

- Model error is an indicator of the model uncertainty
- Model error depends on the current condition of a natural system and can be predicted
- Model errors are similar for similar conditions.

UNEEC has a number of constraints (which however are typical of most data-driven models):

- Model structure and parameters are fixed
- Need to re-train the error model with the changes in the modeled system

An issue in building model U is that there is no observed data about the pdf. It is possible to estimate pdf (quantiles) of model error for the whole data set, but how to do it for an individual example (input vector)? In UNEEC we employ fuzzy clustering: we cluster data, estimate pdf quantiles for each cluster, and use membership of each example as a multiplier to calculate quantiles for each individual example (i.e. “observed” outputs of model U) - see Fig. 3. This allows for building the overall data matrix for training ANN.

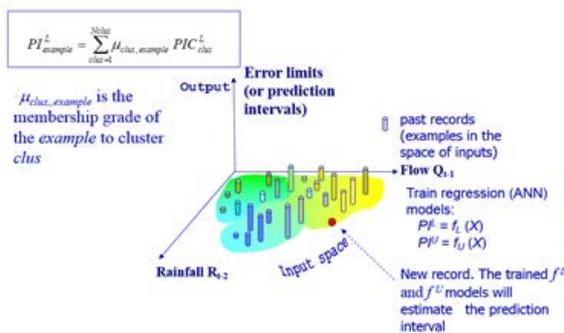


Fig. 3. UNEEC uses fuzzy clustering to build the data matrix for training ANN. PI^L and PI^U are lower and upper quantiles (e.g. 5% and 95%) of the error distribution, forming the prediction interval PI.

6 EXPERIMENTS AND RESULTS

We present here new results obtained when the presented technique was applied to a hydrological model HBV developed for an Asian catchment. Fig. 4 (top plot) show the results (flow) of running this model for 1050 days (test set).

An MLP ANN was trained, with the following structure:

$$PI^{L,U} = U(RE_{t-5a}, Q_{t-1}, \Delta Q_{t-1})$$

where

PI = lower or upper prediction intervals,

RE = effective rainfall, the model M input

Q = river flow, the model M output

RE_{t-5a} = average of RE_{t-5} , RE_{t-6} , RE_{t-7} , RE_{t-8} , and RE_{t-9}

$$\Delta Q_{t-1} = Q_{t-1} - Q_{t-2}$$

Several architectures were considered, including an ensemble of ANNs, but in the end it was found that a single ANN is accurate enough. For training, Levenberg-Marquardt algorithm was employed. Number of hidden nodes was optimized based on the cross-validation error. Cross-validation error was also used for stopping and to prevent overfitting. Division of data between training, cross-validation and testing was 55% - 15% - 30%.

In Fig. 4 the gray bounds represent the predicted prediction interval between the 5% and 95% quantiles. The expert hydrologists consulted during this work found that the calculated prediction bounds generally match their understanding of the hydrological model residual uncertainty, albeit they were surprised to see quite wide intervals (i.e. low values of the 5% quantiles) at time steps 465 and 476).

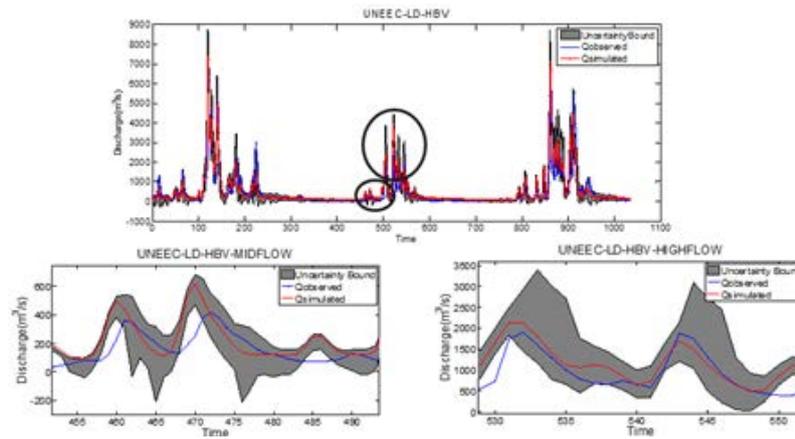


Fig. 4. Results of applying ANN model predicting two distribution quantiles.

7 CONCLUSIONS

It has been demonstrated how machine learning technique (e.g. ANN) can be used for building a model able to predict the parameters (quantiles) of a probability distribution of the error of an environmental model. The UNEEC method used, employed an innovative fuzzy clustering-based approach to generate the data for training ANN. Application of the method helps to provide more informative forecasts to decision makers, which is especially important in decision making under uncertainty.

References:

1. R. Koenker, and G. Bassett (1978). *Regression quantiles*. *Econometrica*, 46(1), 33–50, doi:10.2307/1913643.
2. D.L. Shrestha, D.P. Solomatine (2006). *Machine learning approaches for estimation of prediction interval for the model output*. *Neural Networks J.*, 19(2), 225-235.
3. D.P. Solomatine, D.L. Shrestha (2009). *A novel method to estimate model uncertainty using machine learning techniques*. *Water Resources Res.* 45, W00B11.
4. D. L. Shrestha, N. Kayastha, and D. P. Solomatine. *A novel approach to parameter uncertainty analysis of hydrological models using neural networks*. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 1235–1248, 2009.
5. F. Pianosi and L. Raso (2012). *Dynamic modeling of predictive uncertainty by regression on absolute errors*. *Water Resources Res.*, 48, W03516.
6. D.L. Shrestha, N. Kayastha, D.P. Solomatine, and Price, R. (2014). *Encapsulation of parametric uncertainty statistics by various predictive machine learning models: MLUE method*. *J Hydroinformatics*, 16 (1), 95-113.
7. N. Dogulu, P. López López, D. P. Solomatine, A. H. Weerts, and D. L. Shrestha (2015). *Estimation of predictive hydrologic uncertainty using quantile regression and UNEEC methods and their comparison on contrasting catchments*, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 3181-3201. doi: 10.5194/hess-19-3181-2015.

Algorithms based on adjoint function ensembles for inverse modeling of transport and transformation of atmospheric pollutants

Penenko A.

Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk National Research State University, Russia
E-mail: a.penenko@yandex.ru

Variational algorithms, which are the basis of modern deterministic systems of operational data assimilation, were developed in the 70s of the last century, in a technological context, when the acceleration of calculations was achieved by accelerating sequential operations. In modern conditions of development of Supercomputers, the increase in productivity is mainly due to the increase in the intensity of parallel computing. Therefore, when developing algorithms for assimilation of atmospheric chemistry data, there is a need for other approaches, when the number of consecutive calculations is minimized by increasing the number of parallel calculations.

In this paper, we develop an approach to solving inverse problems proposed by G. I. Marchuk and consisting in the idea that for each element of the measurement data the adjoint problem is solved and then the sensitivity operator is constructed from the obtained ensemble. Sensitivity operators allow us to convert the inverse problem formulated as a system of differential equations to a quasi-linear operator equation. The Newton-Kantorovich type algorithm using r -inverse operators is used to solve this problem.

In order to apply the approach to the image-type data, when it is still computationally difficult to solve the adjoint problems for each pixel of the image we construct the adjoint problem ensembles by reducing the image to an affordable number of features.

This approach is applied to the scale of advection-diffusion-reaction models that are used in air quality applications. We consider both source and coefficient identification problems with image-type [1,2] and point-wise [3] (in situ data). The algorithms are tested in urban air-quality assessment scenarios.

Acknowledgments: The development of algorithms based on the sensitivity operators and image-type-data is supported by the RSF project 17-71-10184. The algorithms for coefficient inverse problems and in situ data is supported by RFBR project 19-07-01135. The application of the algorithms to the city scenarios is supported by RFBR 17-01-00137. Vectorization and optimization of computer programs were implemented with the support of the Ministry of education and science of the Russian Federation (4.1.3 Joint laboratories of NSU-NSC SB RAS). The SB RAS Siberian Supercomputer Center is gratefully acknowledged for providing the supercomputer facilities.

References:

1. Penenko A.V. Algorithms for the inverse modelling of transport and transformation of atmospheric pollutants // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, Vol. 211, Dec 2018. P. 012052.
2. Penenko A., Penenko V., Tsvetova E., Mukatova Z. Consistent Discrete-Analytical Schemes for the Solution of the Inverse Source Problems for Atmospheric Chemistry Models with Image-Type Measurement Data // In: Finite Difference Methods. Theory and Applications. Springer International Publishing, 2019. pp. 378-386.
3. Penenko, A. V. Consistent Numerical Schemes for Solving Nonlinear Inverse Source Problems with Gradient-Type Algorithms and Newton-Kantorovich Methods // Numerical Analysis and Applications, Pleiades Publishing Ltd, 2018, 11, P. 73-88.

Алгоритмы на основе ансамблей сопряженных функций для обратного моделирования процессов переноса и трансформации примесей в атмосфере

Пененко А.В.

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,
Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Россия
E-mail: a.penenko@yandex.ru

Химический состав атмосферного воздуха влияет на здоровье и качество жизни жителей современных городов [1], [2]. Для прогнозирования процессов переноса и трансформации атмосферных примесей необходимо привлекать данные наблюдений и математические модели, для использования которых необходимо задавать множество параметров, ответственных за адекватность получаемых решений. Для оценки этих параметров и решения задачи усвоения данных можно использовать методы обратного моделирования. Ключевым параметром при моделировании химического состава атмосферы является информация об источниках загрязнений [3], [4]. Обзор современных алгоритмов усвоения данных можно найти в [5], [6] и алгоритмов поиска источников в [7]. Используя алгоритмы усвоения, можно уточнить неизвестные параметры математической модели, которая может быть использована как для прогноза состава атмосферы, так и для оценки текущего состояния.

Вариационные алгоритмы, являющиеся основой современных детерминированных систем оперативного усвоения данных, разрабатывались в 70-х годах прошлого века [8], в условиях технологического контекста, когда ускорение вычислений достигалось за счет ускорения последовательных операций. В современных условиях развития СуперЭВМ увеличение производительности происходит в основном за счет увеличения интенсивности параллельных вычислений. Поэтому при разработке алгоритмов усвоения данных атмосферной химии возникает необходимость в других подходах, когда количество последовательных вычислений минимизируется за счет увеличения количества параллельных вычислений.

Одним из таких активно развивающихся направлений являются ансамблевые подходы к усвоению данных. В них за счет решения ансамбля прямых задач оцениваются различные характеристик, необходимые для работы алгоритмов усвоения данных. Более подробно см. [6]

В данной работе мы развиваем подход к решению обратных задач, предложенный Г.И. Марчуком [9] и состоящий в том, что для каждого элемента данных измерений решается сопряженная задача и затем из полученного набора строится оператор чувствительности. Для решения линейной задачи поиска источников этот подход был реализован в [10]). Для того, чтобы подчеркнуть возможность независимого решения набора сопряженных уравнений мы называем его ансамблем. Операторы чувствительности позволяют преобразовать обратную задачу, сформулированную в виде системы дифференциальных уравнений, к квази-линейному операторному уравнению. Для его решения применяется алгоритм типа Ньютона-Канторовича с использованием г-обратных операторов.

Для работы с данными типа изображений решение сопряженных задач для каждого пикселя изображения может быть затруднительным с вычислительной точки зрения. Поэтому сначала необходимо провести их редукцию к относительно небольшому числу параметров.

Рассмотрим прямоугольную пространственно-временную область: $(x, t) \in \Omega_T = \Omega \times [0, T]$, $\Omega = [0, X] \times [0, Y] \times [0, Z]$ ограниченную $\partial\Omega_T = \partial\Omega \times [0, T]$. В этой области решается задача о переносе и трансформации набора химических веществ:

$$\frac{\partial \varphi_l}{\partial t} + \text{div}(\vec{u} \varphi_l - \mu \text{grad} \varphi_l) + P_l(t, \vec{\varphi}, \vec{y}) \varphi_l = \Pi_l(t, \vec{\varphi}, \vec{y}) + f_l + r_l, \quad (x, t) \in \Omega_T. \quad (3)$$

$$\mu(x, t) \frac{\partial \varphi_l(x, t)}{\partial n} = 0, \quad (x, t) \in \Gamma_{out}, \quad \varphi_l(x, t) = (\varphi_b)_l(x, t), \quad (x, t) \in \Gamma_{in}, \quad (4)$$

$$\varphi_l(x, t) = (\varphi_0)_l(x), \quad x \in D, \quad t = 0, \quad (5)$$

где $\vec{\varphi} \in \mathbb{R}^{N_c}$ – вектор-функция состояния, различные элементы которой φ_b, l, \dots, N_c представляют концентрации рассматриваемых примесей, N_c – их количество, $P_l(t, \vec{\varphi}, \vec{y}) > 0$ – коэффициенты деструкции рассматриваемых веществ, $\Pi_l(t, \vec{\varphi}, \vec{y}) > 0$ – скорости продукции, \vec{y} – параметры операторов продукции-деструкции, $\vec{u}(x, t) \in \mathbb{R}^3$ – вектор скорости ветра, $\mu(z, t)$ – коэффициент диффузии, $f_l, (\varphi_0)_l$ – априорные значения источников и начальных данных, $(\varphi_b)_l$ – концентрация вещества на границе области, r_l – управляющая функция (неопределенность), которая добавляется в жесткую структуру модели для усвоения данных, Γ_{out} – часть границы области, на которой скорость ветра направлена наружу из области, Γ_{in} – часть границы, на которой скорость ветра направлена внутрь. Операторы продукции и деструкции задаются системой кинетических уравнений. Скорости фотохимических реакций зависят от времени суток. Прямая задача состоит в определении $\vec{\varphi}$ из (1)-(3) по известным $f_l, (\varphi_0)_l, (\varphi_b)_l, r_l$.

Современные системы мониторинга поставляют информацию различного типа: это могут быть точечные измерения в пространстве и времени значений концентраций загрязняющих примесей [11], временные ряды концентраций на постах мониторинга [12], [13], а также снимки полей концентрации (аналогично [14], [15]). В обратных задачах требуется по имеющейся информации найти функции неопределенности в источниках \vec{r} или коэффициентах модели \vec{y} . Для работы с различными постановками в рамках разрабатываемого нами подхода необходимо строить различные ансамбли решений сопряженных уравнений. При этом тип данных измерений будет задавать источники сопряженных уравнений, а неопределенности – определять способ агрегирования ансамблей в операторы чувствительности.

Так как для решения обратной задачи требуется зачастую решать множество прямых задач, то для рассмотрения различных процессов необходимо гибко управлять сложностью рассматриваемых моделей. В связи с этим в работе рассматривается шкала моделей, начиная от 0-мерной модели продукции-деструкции и заканчивая 3х мерными моделями адвекции-диффузии-реакции.

Если рассматривать задачу усвоения данных как последовательность связанных обратных задач с поступающими в реальном времени данными измерений, то алгоритмы решения обратных задач естественным образом обобщаются на алгоритмы усвоения данных. В работе [15] был представлен алгоритм усвоения данных на основе операторов чувствительности и сравнение постановок задачи усвоения данных и обратной задачи поиска источников.

При численной реализации используются согласованные в смысле тождества Лагранжа дискретно-аналитические численные схемы для прямых и сопряженных задач [11], [16]. Это позволяет избежать дополнительных ошибок, связанных с неточным выполнением тождества Лагранжа.

Разработанные алгоритмы проходят апробацию в сценариях оценки качества городской атмосферы [13].

Благодарности. Разработка и исследование алгоритмов для работы с данными типа изображений на основе операторов чувствительности выполнена при финансовой поддержке РФФ №17-71-10184, алгоритмы для решения коэффициентных обратных задач с данными контактных измерений разрабатываются и исследуются при поддержке РФФИ № 19-07-01135, построение городских сценариев для обратного моделирования поддержано проектом РФФИ № 17-01-00137. Векторизация и оптимизация программ для ЭВМ выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и

науки Российской Федерации (4.1.3 Совместные лаборатории НГУ-ННЦ СО РАН). Вычисления выполнены на мощностях Сибирского Суперкомпьютерного центра СО РАН.

Литература:

1. Bieringer, P. E., Young, G. S., Rodriguez, L. M., Annunzio, A. J., Vandenberghe, F., & Haupt, S. E. (2017). Paradigms and commonalities in atmospheric source term estimation methods. *Atmospheric Environment*, 156, 102-112.
2. Bocquet, M., Elbern, H., Eskes, H., Hirtl, M., Abkar, R., Carmichael, G. R., et al. (2014). Data assimilation in atmospheric chemistry models: current status and future prospects for coupled chemistry meteorology models. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions*, 14, 32233-32323.
3. Carrasi, A., Bocquet, M., Bertino, L., & Evensen, G. (2018). Data assimilation in the geosciences: An overview of methods, issues, and perspectives. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, 9, e535.
4. Gurjar, B. R., Molina, L. T., & Ojha, C. S. (Ed.). (2010). *Air Pollution: Health and Environmental Impacts*. CRC Press.
5. Holnicki, P., & Nahorski, Z. (2015). Emission Data Uncertainty in Urban Air Quality Modeling—Case Study. *Environmental Modeling & Assessment*, 20, 583-597.
6. Issartel, J.-P. (2005). Emergence of a tracer source from air concentration measurements, a new strategy for linear assimilation. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5, 249-273.
7. Landrigan, P. J. (2017). Air pollution and health. *The Lancet Public Health*, 2, e4--e5.
8. Markakis, K., Valari, M., Perrussel, O., Sanchez, O., & Honore, C. (2015). Climate-forced air-quality modeling at the urban scale: sensitivity to model resolution, emissions and meteorology. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 15, 7703-7723.
9. Penenko, A. V. (2018). Algorithms for the inverse modelling of transport and transformation of atmospheric pollutants. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 211, 012052.
10. Penenko, A. V. (2018). Consistent Numerical Schemes for Solving Nonlinear Inverse Source Problems with Gradient-Type Algorithms and Newton-Kantorovich Methods. *Numerical Analysis and Applications*, 11, 73-88.
11. Penenko, A., Penenko, V., Tsvetova, E., & Mukatova, Z. (2019). Consistent Discrete-Analytical Schemes for the Solution of the Inverse Source Problems for Atmospheric Chemistry Models with Image-Type Measurement Data. *B Finite Difference Methods. Theory and Applications (сmp. 378-386)*. Springer International Publishing.
12. Penenko, A., Zubairova, U., Mukatova, Z., & Nikolaev, S. (1 2019 r.). Numerical Algorithm for Morphogen Synthesis Region Identification with Indirect Image-Type Measurement Data. *Journal of Bioinformatics and Computational Biology*.
13. Марчук, Г. (1964). О постановке некоторых обратных задач. Доклады Академии Наук СССР / Изд. Наука, 156, 503–506.
14. Пененко, А. В. (2019). Метод Ньютона--Канторовича для решения обратных задач идентификации источников в моделях продукции--деструкции с данными типа временных рядов. *Сибирский журнал вычислительной математики*, 22.
15. Пененко, В. В., & Образцов, Н. Н. (1976). Вариационный метод согласования полей метеорологических элементов. *Метеорология и гидрология*, 13, 1-11.
16. Пененко, В. В., Пененко, А. В., Цветова, Е. А., & Гочаков, А. В. (2019). Методы исследования чувствительности модели качества атмосферы и обратные задачи геофизической гидротермодинамики. *Прикладная механика и техническая физика*.

Development of a program complex for atmospheric circulation classification

Luferov V.S., Fedotova E.V.

Moscow Power Engineering Institute, Moscow, Russia
E-mail: e.v.kasilova@gmail.com

A program complex was developed to automate application of subjective atmospheric classification to the atmospheric fields. Modern web-solutions were used to integrate all the computational procedures including the data preprocessing and visualization into one computational complex.

The idea behind our approach was to handle the synoptically field in the way which is much more common for image processing. The deep convolutional neural network (CNN) was used as a computational tool as one of the most widely-recognized modern methods for automated processing approaches for work with the images.

The computational part of our program complex was implemented using the high-level keras library [1-2] written in the *Python* programming language. The architecture of the CNN model was optimized to satisfy the requirements of the considered problem. The implemented used convolutional neural network consists of six layers, two of which are «max-pooling» layers and the other two are «convolutional» layers. The last two layers are a fully connected perceptron.

The input dataset was constructed using the NOAAs 20th Century Reanalysis data [3]. The dataset was labeled using Dzerdzeewski classification [4]. It has been shown, that data preprocessing should be necessarily done to successful operation of the developed classification approach. The use of the CNN has allowed finding the features which determine the difference between different circulation classes. Operation of the developed method has been shown to be much more stable on the global-scale field as compared with the hemispheric filed.

The developed program complex is intended to be used as an explanatory tool for analysis of the interconnections between the global and the regional climate processes both on the real-world data and the projections obtained by the global climate models.

Acknowledgments. *The authors are very grateful to N.K. Kononova for the granted access to the atmospheric classification data. This work was supported by Russian Science Foundation (project No 18-79-10255).*

References:

1. Taco S Cohen, Max Welling: Group equivariant convolutional networkd, arXiv: 1602.07576 (2016)
2. Chollet, Fran_cois and others: Keras (2015) <https://keras.io>
3. Compo, G. P., et al. 2015, updated yearly. NOAA/CIRES Twentieth Century Global Reanalysis Version 2c. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. <https://doi.org/10.5065/D6N877TW>.
4. Kononova, N. Type of global atmospheric circulation: results of monitoring and observations for 1899-2017yy. *Fundamental and practical climatology* 3, 108-123 (2018) doi: 10.21513/2410-8758-2018-3-108-123 (in Russian)

Разработка программного комплекса на основе сверточных нейронных сетей для классификации атмосферной циркуляции

Луферов В.С., Федотова Е.В.

Московский энергетический институт, Москва, Россия
E-mail: e.v.kasilova@gmail.com

Задача настоящей работы заключалась в создании вычислительной системы для автоматического распознавания режимов атмосферной циркуляции. Существующие подходы к автоматизированному анализу атмосферных процессов в большинстве своем направлены на оценку эффектов регионального масштаба. При этом из-за особенностей структуры атмосферной турбулентности точность, обеспечиваемая такими подходами, оказывается не слишком высокой.

Анализ крупнейшего архива COST733, объединившего данные нескольких десятков объективных классификаций регионального климата в Европе, привел авторов к выводу, что тренды для того или иного типа региональной циркуляции могут оказаться существенно разными или даже противополож-

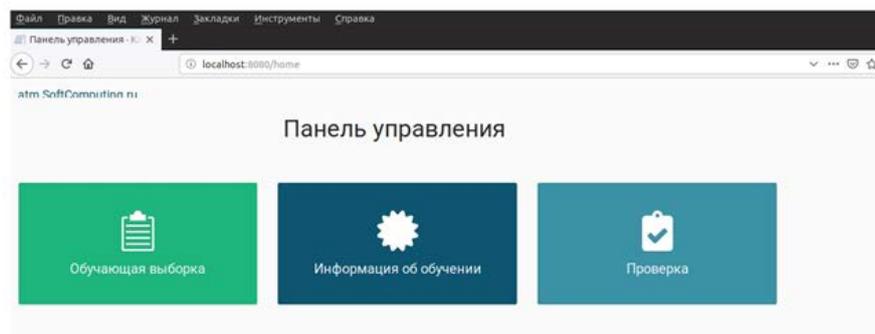


ными – в зависимости от использованного вычислительного подхода к классификации [1]. Это обстоятельство существенно ограничивает использование методов автоматизированной региональной классификации для исследования долговременных тенденций атмосферной циркуляции. Естественным способом повысить качество анализа представляется увеличение масштаба рассматриваемых процессов.

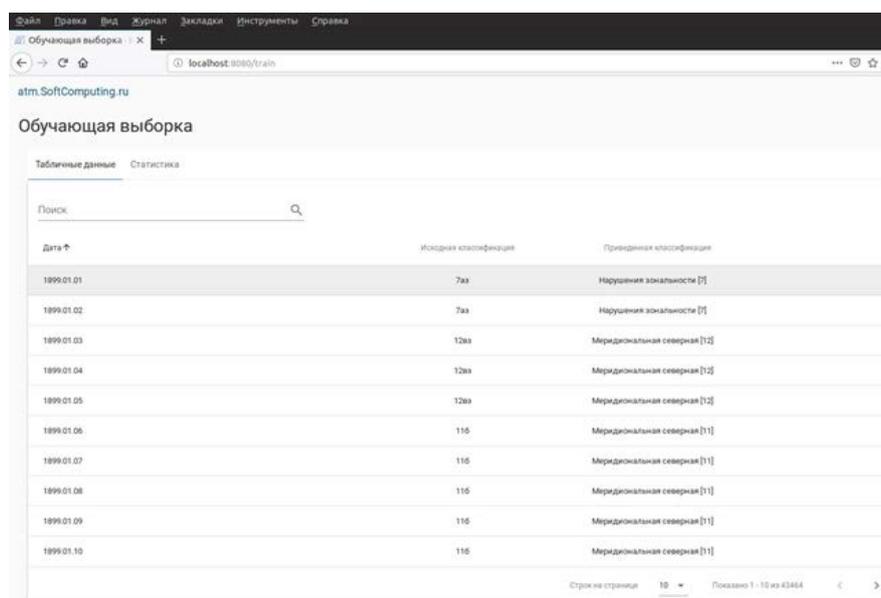
Методы классификации атмосферных процессов, основанные на анализе крупномасштабного взаимодействия синоптических процессов, на сегодняшний день разработаны очень хорошо [2]. Их серьезным преимуществом по сравнению с существующими методами автоматической региональной классификации является четкий физический смысл используемых схем классификации, что обеспечивает стабильность получаемого результата. Однако, проведение классификации такого рода основано на экспертном анализе синоптических карт. С одной стороны это означает высокую трудоемкость этого вида анализа, с другой – определяет субъективность получаемых результатов.

Задача нашей работы заключалась в автоматизации субъективного метода классификации атмосферной циркуляции. Идея нашего подхода заключалась в обработке полей метеорологических параметров современными методами, которые используются для распознавания изображений. В разработанной модели реализован алгоритм классификации на основе глубокой сверточной нейронной сети, выбранной как наиболее успешное современное направление по распознаванию образов [3].

Для расчетов была использована библиотека *keras* [4], расчетный алгоритм написан на языке программирования *Python*. Для обучения интеллектуальной модели классификации на основе сверточной нейронной сети необходима обучающая выборка, которая состоит из вектора входа и вектора выхода, который несет в себе верифицируемую информацию о классах циркуляции. Такая выборка была сформирована из суточных полей давления на уровне моря, достапных в реанализе NOAA Двадцатого века v2 [5], который на сегодняшний день содержит самый продолжительный ряд полей глобального давления.



(a)



(б)

Рис. 1. Интерфейс разработанного веб-приложения: а – панель управления, б – просмотр данных для выборки.

Для разметки этой выборки был использован календарь смены циркуляционных механизмов, разработанный Н.К. Кононовой и Н.Н. Чердычко, построенный в соответствии с классификацией Дзердзеевского [2].

Программный комплекс был реализован в виде веб-приложения и позволяет провести все стадии анализа: проверку и предварительную обработку входных данных, обучение модели и валидацию модели, а также визуализацию получаемых результатов. Интерфейс разработанного приложения приведен на рис. 1.

Основная проблема, с которой мы столкнулись при обучении модели, заключалась в недостаточном для использованного метода количестве доступных данных. Чтобы обеспечить приемлемую точность обучения, мы были вынуждены отказаться от детального распознавания классов циркуляции, ограничившись распознаванием основных типов (зональный, нарушения зональности, северный меридиональный, южный меридиональный).

Другая особенность предварительной подготовки данных заключалась в необходимости использования для классификации полей аномалий атмосферного давления вместо абсолютных значений. По всей вероятности, это связано с небольшой величиной вариаций значений давления, определяющих тип атмосферной циркуляции, по сравнению с абсолютным значением.

Рассчитанная матрица аномалий атмосферной циркуляции была нормализована и приведена к единичному гиперкубу с помощью следующей формулы:

$$x_{i\text{ norm}} = (x_i - x_{\min}) / (x_{\max} - x_{\min}),$$

где $x_{i\text{ norm}}$ – нормализованное значение вектора входа обучающей выборки; x_i – значение аномалии атмосферной циркуляции; x_{\max} , x_{\min} – максимальное и минимальное значение обучающей выборки аномалий атмосферной циркуляции.

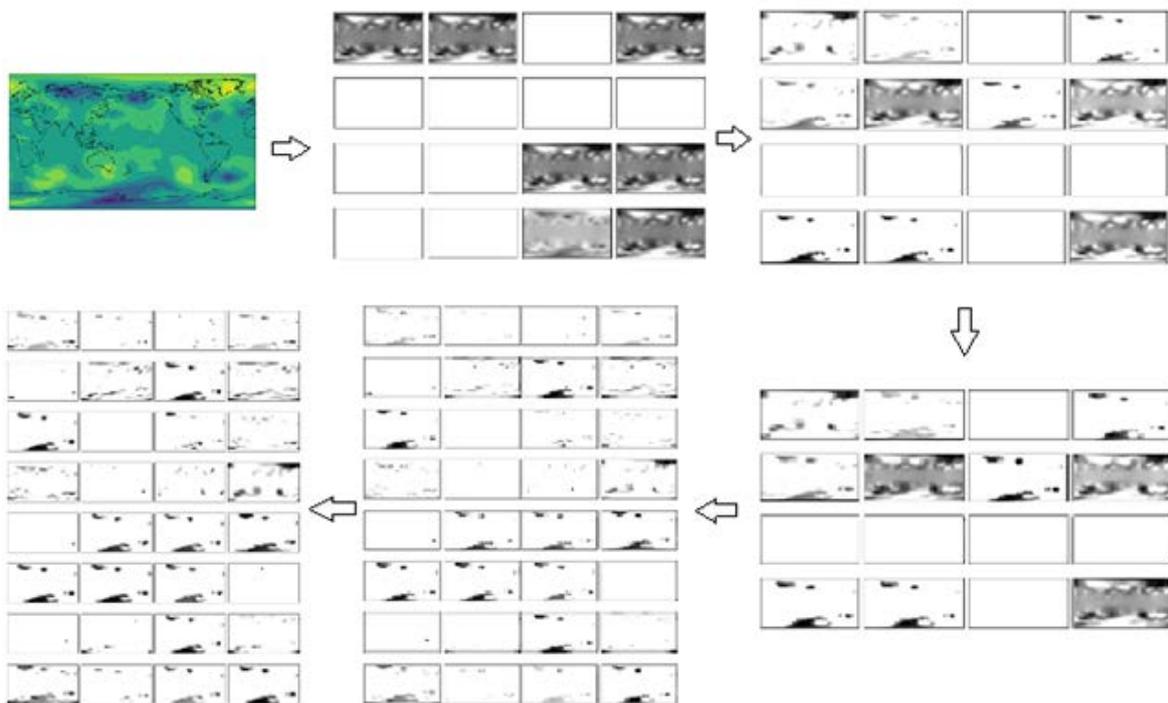


Рис.2. Пример карты признаков, полученной в результате работы модели.

Исходный массив полей давления был рандомизирован и разбит на обучающую выборку, содержащую равное количество элементов каждого типа, и валидационную. Было показано, что для работы модели использование глобального поля давлений дает результаты лучше, по сравнению с использованием поля давлений только в Северном полушарии. Этот факт примечателен тем, что классификация Дзердзеевского была разработана для анализа процессов в Северном полушарии. По-видимому, атмосферные процессы в обоих полушариях связаны между собой настолько тесно, что классификация Дзердзеевского оказывается способной учесть картину глобальной циркуляции.

При построении нейронной сети была использована современная архитектура VGG16, относящаяся к классу глубоких нейронных сетей. Конкретные параметры этой архитектуры были выбраны на основе нескольких серий тестов. Работа сверточной нейронной сети сводится к последовательному выделению в каждом слое особенностей изображения, которые определяют его принадлежность к тому или иному классу (рис. 2). Количество сверточных слоев выбиралось на основе серии тестов. Для нашей задачи близкой к оптимальной оказалась достаточно простая архитектура с двумя сверточными слоями

и фильтрами размера 2x2. Стандартный алгоритм ускоренного градиента Нестерова [4] был использован для расчетов.

Точность классификации оказалась достаточно высокой: близка к 1 для процесса обучения и около 80% в валидационном расчете, что сопоставимо с промышленными применениями нейронных сетей для распознавания изображений.

Успех разработанной модели в определенной мере позволяет снять ограничения, связанные с субъективностью и сложной воспроизводимостью экспертных схем классификации глобальной динамики атмосферы. Это позволяет использовать хорошо проработанные методы экспертной синоптической классификации для анализа взаимосвязи между региональными и глобальными климатическими процессами.

Разработанный программный комплекс может использоваться как для упрощения классификации реальных полей давлений, так и для анализа результатов моделирования. Последнее упомянутое применение представляет интерес, в частности, для работы с результатами глобальных климатических моделей.

Благодарности. Авторы благодарят к.г.н. Н.К. Кононову за организацию доступа к данным классификации атмосферной циркуляции в Северном полушарии. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 18-79-10255).

Литература:

1. Kucerova, M., Beck, C., Philipp, A., Huth, R. Trends in frequency and persistence of atmospheric circulation types over Europe derived from a multitude of classifications. *International Journal of Climatology* 2017, 37, p. 2502–2521. doi: 10.1002/joc.4861
2. Кононова Н.К., Черенкова Е.А. Повторяемость элементарных циркуляционных механизмов в атмосфере северного полушария // *Известия РАН. Серия географическая*, 2018, № 6, с. 17–25
3. Taco S Cohen, Max Welling: Group equivariant convolutional networkd. 2016. arXiv: 1602.07576
4. Chollet, Francois et al. / *Keras*. 2015. <https://keras.io>
5. Compo, G. P., et al. 2015, updated yearly. NOAA/CIRES Twentieth Century Global Reanalysis Version 2c. Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory. <https://doi.org/10.5065/D6N877TW>.
6. Кононова Н.К., Черенкова Е.А. Колебания циркуляции атмосферы Северного полушария в XX-начале XXI века (электронный ресурс). Режим доступа: <http://atmospheric-circulation.ru/>

Numerical solution of inverse problems for transformation models

Penenko A., Mukatova Z., Salimova A.

Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk National Research State University, Russia
E-mail: a.penenko@yandex.ru

Production-destruction type models describe a wide range of processes, including aerosol population dynamics modeled by Smolukhovskiy type equations and the processes of transformation of chemicals in the atmosphere. These models can also be considered as a nonlinear component of the models of transport and transformation of pollutants in the atmosphere.

If the parameters of the product-destruction models, for example, the parameters of the nucleus in the Smolukhovskiy equation, the reaction rate constants or the sources functions of the corresponding species are unknown, then the inverse problem can be considered of finding them by the values of the model state function measurements results. Inverse problems for production-destruction models can arise within the framework of quasi-independent data assimilation at separate steps of the splitting scheme.

In the paper, we consider the approach that is based on the ensembles of the adjoint problems solutions. Within this approach, the inverse problem is transformed to the quasi-linear operator equations, which are solved by the Newton-Kantorovich type algorithm [1,2,3]. The algorithm's convergence is investigated numerically. The effect of different methods of constructing the adjoint problem solution ensemble and different amounts of measurement data are studied.

Acknowledgments: The development of algorithms based on the sensitivity operators and time-series type data is supported by the RSF project 17-71-10184. The algorithms for coefficient inverse problems and in situ data is supported by RFBR project 19-07-01135. Vectorization and optimization of computer programs were implemented with the support of the Ministry of education and science of the Russian Federation (4.1.3 Joint laboratories of NSU-NSC SB RAS).

References:

1. Penenko A.V. Algorithms for the inverse modelling of transport and transformation of atmospheric pollutants // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, Vol. 211, Dec 2018. P. 012052.
2. Penenko A., Penenko V., Tsvetova E., Mukatova Z. Consistent Discrete-Analytical Schemes for the Solution of the Inverse Source Problems for Atmospheric Chemistry Models with Image-Type Measurement Data // In: Finite Difference Methods. Theory and Applications. Springer International Publishing, 2019. pp. 378-386.
3. Penenko, A. V. Consistent Numerical Schemes for Solving Nonlinear Inverse Source Problems with Gradient-Type Algorithms and Newton-Kantorovich Methods // Numerical Analysis and Applications, Pleiades Publishing Ltd, 2018, 11, P. 73-88.

Численное решение обратных задач для моделей трансформации примесей

Пененко А.В., Мукатова Ж.С., Салимова А.Б.

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН,
Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Россия
E-mail: a.penenko@yandex.ru

Модели типа продукции-деструкции описывают широкий спектр процессов, в том числе динамику аэрозольных популяций, моделируемую уравнениями типа Смолуховского и процессы трансформации химических веществ в атмосфере. Эти модели можно рассматривать также как нелинейную составную часть моделей переноса и трансформации примесей в атмосфере.

Если параметры моделей продукции-деструкции, например, параметры ядра в уравнении Смолуховского, константы скоростей реакций или функции источников соответствующих примесей неизвестны, то можно поставить обратную задачу их нахождения по результатам измерений значений функции состояния модели, то есть значений соответствующих концентраций. Обратные задачи для моделей продукции-деструкции могут возникать в рамках квази-независимого усвоения данных на отдельных шагах схемы расщепления [1].

Современные системы мониторинга поставляют информацию различного типа: это могут быть точечные измерения в пространстве и времени значений концентраций загрязняющих примесей [2] и временные ряды концентраций на постах мониторинга [3], [4].

Рассмотрим следующую модель продукции-деструкции:

$$\frac{\partial \varphi_l}{\partial t} + P_l(t, \boldsymbol{\varphi}, \mathbf{y})\varphi_l = \Pi_l(t, \boldsymbol{\varphi}, \mathbf{y}) + f_l + r_l, \quad t \in [0, T]. \quad (1)$$

$$\varphi_l(t) = (\varphi_0)_l(x), \quad t = 0, \quad (2)$$

где $\vec{\varphi} \in \mathbb{R}^{N_c}$ – вектор-функция состояния, различные элементы которой φ_l , $l = 1, \dots, N_c$ представляют концентрации рассматриваемых примесей, N_c – их количество, $P_l(t, \vec{\varphi}, \vec{y}) > 0$ – коэффициенты деструкции рассматриваемых веществ, $\Pi_l(t, \vec{\varphi}, \vec{y}) > 0$ – скорости продукции, $\mathbf{y} \in Y$ – параметры операторов продукции-деструкции, r_l – функции неопределённости, имеющие смысл источников примесей, f_l , $(\varphi_0)_l$ – априорные значения источников и начальных данных. Операторы продукции и деструкции задаются, например, системой кинетических уравнений. Прямая задача состоит в определении φ из (1)-(2) по известным f_l , $(\varphi_0)_l$, r_l , \mathbf{y} . Для численного решения (1), (2) воспользуемся дискретно-аналитическими численными схемами из [5]. Обозначим численное решение, соответствующее \mathbf{y} через $\phi[\mathbf{y}]$.

Связать данные измерений с искомыми параметрами позволяют соотношения типа тождества Лагранжа

$$\langle \phi^{(2)} - \phi^{(1)}, \mathbf{h} \rangle = m[\mathbf{y}^{(2)}, \mathbf{y}^{(1)}; \mathbf{h}] (\mathbf{y}^{(2)} - \mathbf{y}^{(1)}), \quad \phi^{(m)} = \phi[\mathbf{y}^{(m)}],$$

где $m[\mathbf{y}^{(2)}, \mathbf{y}^{(1)}; \mathbf{h}]$ – функция чувствительности, содержащая решение сопряженной задачи для некоторой весовой функции \mathbf{h} , а $\langle \cdot, \cdot \rangle$ обозначает скалярное произведение в пространстве параметров. На основе набора соотношений типа тождества Лагранжа [6] можно построить оператор чувствительности, который позволяет переформулировать обратную задачу поиска параметров $\mathbf{y}^{(*)}$ в виде квазилинейного операторного уравнения: для любых $\mathbf{y} \in Y$ и набора функций проектирования данных измерений $\bar{U} = \{\bar{u}^{(\xi)}\}_{\xi=1}^{\Xi}$, верно тождество

$$\bar{H}_{\bar{U}}(\phi[\mathbf{y}^{(*)}] - \phi[\mathbf{y}]) = m_{\bar{U}}[\mathbf{y}, \mathbf{y}](\mathbf{y}^{(*)} - \mathbf{y}) + q[\mathbf{y}^{(*)}, \mathbf{y}], \quad (3)$$

$$q[\mathbf{y}^{(*)}, \mathbf{y}] = (m_{\bar{U}}[\mathbf{y}^{(*)}, \mathbf{y}] - m_{\bar{U}}[\mathbf{y}, \mathbf{y}])(\mathbf{y}^{(*)} - \mathbf{y}). \quad (4)$$

Здесь оператор чувствительности $m_{\bar{U}}[y, y]$ и оператор $\bar{H}_{\bar{U}}$ определяются как

$$m_{\bar{U}}[y^{(2)}, y^{(1)}]: \begin{cases} Y \rightarrow \mathbb{R}^{\Xi} \\ \mathbf{z} \mapsto \sum_{\xi=1}^{\Xi} \mathbf{e}^{(\xi)} m[y^{(2)}, y^{(1)}; \bar{\mathbf{u}}^{(\xi)}] \mathbf{z} \end{cases}, \quad \bar{H}_{\bar{U}}: \begin{cases} \mathbb{R}^{N_c \times N_t} \rightarrow \mathbb{R}^{\Xi} \\ \mathbf{f} \mapsto \sum_{\xi=1}^{\Xi} \langle \bar{\mathbf{u}}^{(\xi)}, \mathbf{f} \rangle \mathbf{e}^{(\xi)}, \end{cases}$$

где $\mathbf{e}^{(\xi)}$ - элемент канонического базиса \mathbb{R}^{Ξ} . Аналогичные уравнения можно получить для функции неопределённости \mathbf{r} .

В обратных задачах требуется по имеющейся информации найти функции неопределённости в коэффициентах модели или источниках. Для работы с различными постановками в рамках разрабатываемого нами подхода [6], [3], [7] необходимо строить различные ансамбли решений сопряженных уравнений, которые определяются функциями проектирования $\bar{U} = \{\bar{\mathbf{u}}^{(\xi)}\}_{\xi=1}^{\Xi}$.

При численной реализации используются согласованные в смысле тождества Лагранжа дискретно-аналитические численные схемы для прямых и сопряженных задач [2], [7]. Это позволяет избежать дополнительных ошибок, связанных с неточным выполнением тождества Лагранжа.

Для решения (3), (4) используются алгоритмы типа Ньютона-Канторовича [3] с регуляризацией посредством усеченного сингулярного разложения. При этом численно исследуются вопросы сходимости алгоритмов, в частности, вопросы наличия множественных неподвижных точек алгоритма решения обратной задач. Изучается влияние на эффективность алгоритма различных способов выбора функций проектирования и различного количества используемых данных измерений.

Благодарности. Разработка и исследование алгоритмов для работы с данными типа временных рядов на основе операторов чувствительности выполнена при финансовой поддержке РФФ №17-71-10184, алгоритмы для решения коэффициентных обратных задач с данными контактных измерений разрабатываются и исследуются при поддержке РФФИ № 19-07-01135. Векторизация и оптимизация программ для ЭВМ выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (4.1.3 Совместные лаборатории НГУ-ННЦ СО РАН).

Литература:

1. Penenko A., Penenko V., Tsvetova E., Grishina A., Antokhin P. *Sequential Variational Data Assimilation Algorithms at the Splitting Stages of a Numerical Atmospheric Chemistry Model* // In: *Large-Scale Scientific Computing*. Springer International Publishing, 2018. pp. 536-543.
2. Penenko A.V. *Consistent Numerical Schemes for Solving Nonlinear Inverse Source Problems with Gradient-Type Algorithms and Newton-Kantorovich Methods* // *Numerical Analysis and Applications*, Vol. 11, Jan 2018. pp. 73-88.
3. Пененко А.В. *Метод Ньютона--Канторовича для решения обратных задач идентификации источников в моделях продукции--деструкции с данными типа временных рядов* // *Сибирский журнал вычислительной математики*, Vol. 22, 2019. pp. 57-79.
4. Пененко В.В., Пененко А.В., Цветова Е.А., Гочаков А.В. *Методы исследования чувствительности модели качества атмосферы и обратные задачи геофизической гидротермодинамики* // *Прикладная механика и техническая физика*, 2019.
5. Penenko V.V., Tsvetova E.A., Penenko A.V. *Variational approach and Euler's integrating factors for environmental studies* // *Computers & Mathematics with Applications*, Vol. 67, Jul 2014. pp. 2240-2256.
6. Марчук Г. *О постановке некоторых обратных задач* // *Доклады Академии Наук СССР / Изд. Наука*, Vol. 156, 1964. pp. 503-506.
7. Penenko A., Penenko V., Tsvetova E., Mukatova Z. *Consistent Discrete-Analytical Schemes for the Solution of the Inverse Source Problems for Atmospheric Chemistry Models with Image-Type Measurement Data* // In: *Finite Difference Methods. Theory and Applications*. Springer International Publishing, 2019. pp. 378-386.

Квазигауссовские модели стохастической структуры атмосферной облачности

¹Каблукова Е.Г., ^{1,2}Огородников В.А., ^{1,2}Пригарин С.М.

¹ Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

² Новосибирский Государственный Университет, Новосибирск, Россия

E-mail: kablukovaE@sscc.ru, ova@osmf.sccc.ru, sergeim.prigarin@gmail.com

Работа посвящена разработке численных стохастических моделей атмосферной облачности. Представлены результаты моделирования поля оптических толщин слоистого облака методом обратной функции распределения [1, 2], заключающегося в нелинейном преобразовании гауссовских полей. Для моделирования гауссовских полей использованы метод условных математических ожиданий, векторная схема авторегрессии [2] и спектральное разложение [3]. Одномерные распределения и корреляционные функции стохастических моделей облачности выбираются согласно проведенному статистическому анализу случайных двумерных полей оптических толщин облаков типа St, полученных в результате измерений [4].

Работа выполнена в рамках государственного задания 0315-2016-0002, частично поддержана Российским научным фондом фундаментальных исследований (грант № 18-01-00149).

Литература:

1. Пиранишвилли З.А., Некоторые вопросы статистико-вероятностного моделирования случайных процессов. В кн. Вопросы исследования операций. Тбилиси: Мицниереба. 1966. С. 53 – 91.
2. Ogorodnikov V.A., Prigarin S.M., Numerical modelling of random processes and fields: algorithms and applications. VSP, Utrecht, 1996.
3. Prigarin S.M. Spectral models of random fields in Monte Carlo methods. VSP, Utrecht, 2001.
4. Schafer M., Bierwirth E., Ehrlich A., Jakel E., Werner F., Wendish M., Cloud optical thickness retrieved from horizontal fields of reflected solar spectral radiance measured with AisaEAGLE during VERDI campaign 2012, PANGAEA. 2017, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.874798>

Stochastic quasi-Gaussian models of the atmospheric clouds

¹Kablukova E.G., ^{1,2}Ogorodnikov V.A., ^{1,2}Prigarin S.M.

¹ Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics SB RAS, Novosibirsk, Russia

² Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia

E-mail: kablukovaE@sscc.ru, ova@osmf.sccc.ru, sergeim.prigarin@gmail.com

INTRODUCTION

Cloudiness is a major factor affecting the radiation balance in the Earth's atmosphere, and the stochastic structure of clouds brings about a considerable uncertainty in climate models. That is why it is an important problem to construct numerical models of clouds taking into account their random optical properties and geometry. There are a lot of different approaches to solve this problem (see, for example [7], and references therein). To simulate random fields of optical thickness for stratus clouds we analyzed observation data [10] and applied nonlinear transformations of a specific autoregressive model of a Gaussian random field [4]. One of the objectives of this paper is to present some new simulation examples to demonstrate, in addition to the previous investigations, how the numerical methods work. The considered simulation methods seem to be universal: see [1, 3, 4, 11] where similar approaches were used for different applications.

SIMULATION OF OPTICAL THICKNESS FIELDS FOR STRATUS CLOUDS

Assume that stratus optical thickness $\tau(x, y)$ is a homogeneous random field and its one-dimensional distribution function F and its autocovariance function $r(x, y)$ are defined. A well-known method to numerically simulate such random fields is based on nonlinear transformations of the Gaussian homogeneous fields [4, 5]. The simulation formula is the following

$$\tau(x, y) = F^{-1}(\Phi(\omega(x, y)))(1)$$

Here $\Phi(\bullet)$ denotes the standard normal distribution function and $\omega(x, y)$ is a homogeneous Gaussian random field on the plane with zero expectation $\mathbf{E}\omega(x, y)=0$, unit variance $\mathbf{V}\omega(x, y)=1$ and the autocovariance



function $\rho(x, y) = \mathbf{E}\omega(x, y)\omega(0, 0)$. The autocovariance function $r(x, y)$ of the field $\tau(x, y)$ has the form

$$r(x, y) = \mathbf{E}\tau(x, y)\tau(0, 0) = R_F(\rho(x, y)) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} F^{-1}(\Phi(\xi))F^{-1}(\Phi(\eta))\varphi_{\rho}(\xi, \eta)d\xi d\eta$$

and $\varphi_{\rho}(\bullet)$ is the probability density of the two-dimensional Gaussian random vector with zero mean, unit variance and the correlation coefficient ρ between the components

$$\varphi_{\rho}(\xi, \eta) = \left(2\pi\sqrt{1-\rho^2} \exp\left(\frac{\xi^2 + \eta^2 - 2\rho\xi\eta}{2(1-\rho^2)}\right) \right)^{-1}$$

Thus, the method implies the calculation of the function $\rho(x, y) = R_F^{-1}(r(x, y))$, the subsequent simulation of the Gaussian field with this autocovariance function and, then, transformation (1).

There is a nonlinear transformation of the Gaussian fields $\omega^{(k)}$, $k = 1, \dots, 2V$ for obtaining a stochastic field with the marginal gamma distribution $(f_{v,\lambda}(x) = \frac{\lambda^v x^{\nu-1}}{\Gamma(\nu)} e^{-\lambda x}, \lambda > 0, \nu > 0, x \geq 0)$ with the integer parameter ν :

$$\tau_{\nu}(x, y) = V(\omega^{(1)}, \dots, \omega^{(2\nu)}) = \delta^2 \left((\omega^{(1)})^2 + \dots + (\omega^{(2\nu)})^2 \right). \quad (2)$$

A similar transformation with $\nu=1$ was described in [8]. With this transformation, the correlation function of the field $\tau_{\nu}(x, y)$ has the form $r(x, y) = 4\nu\delta^4 \rho(x, y)$, the mathematical expectation of the marginal distribution is $\mathbf{E}_{\tau_{\nu}}(x, y) = 2\nu\delta^2$ and the variance is equal to $\mathbf{V}_{\tau_{\nu}}(x, y) = 4\nu\delta^4$, the scale parameter is $\lambda = \frac{1}{2\delta^2}$.

To simulate the homogeneous Gaussian random field $\omega(x, y)$ on the grid (ih_x, jh_y) , $i, j = 1, \dots, N$ we used two-dimensional autoregressive scheme [2, 4]. The main idea of the method is the iterative step by step simulation of the vectors ξ_i , taking into account the correlations both between random elements of the simulated vector ξ_i and between elements of this vector and n previous vectors ξ_{i-j} , $j=1, n-1$ according to a given correlation function.

To simulate stationary vector-valued autoregressive processes ξ_t with a given covariance structure, one can calculate the initial vectors ξ_1, \dots, ξ_n :

$$\begin{aligned} \xi_1 &= C_0\varphi_1 \\ \xi_2 &= B_1^T [1]\xi_1 + C_1\varphi_1 \\ &\dots\dots\dots \\ \xi_n &= B_1^T [n-1]\xi_{n-1} + \dots + B_{n-1}^T [n-1]\xi_1 + C_{n-1}\varphi_n \end{aligned} \quad (3)$$

and then apply the following autoregressive scheme

$$\xi_t = B_1^T [n-1]\xi_{t-1} + \dots + B_{t-1}^T [n-1]\xi_{t-n+1} + C_{n-1}\varphi_t, t \geq n.$$

To calculate the matrices $B_i [j]$, it is necessary to solve systems of linear equations with a block Toeplitz matrix at each step. Details and various modifications of this method can be found in [4].

In this study, we also simulated a homogeneous isotropic continuous stochastic field of optical thickness $\tau(x, y)$ using nonlinear transformation (2) and approximations of the homogeneous Gaussian fields based on the spectral decomposition [6]. We applied the isotropic stochastic field with the correlation function $\rho(s)$ depending on the distance between points of space $s = \sqrt{x^2 + y^2}$. The correlation function of any isotropic field on a plane can be represented in the form $\rho(s) = \sigma^2 \int J_0(\kappa s) \nu(d\kappa)$ where J_0 is the Bessel function of the first kind, $\nu(d\kappa)$ is a "radial" spectral measure on $[0, \infty)$. If the measure $\nu(d\kappa)$ has a density $g(\lambda)$, then $g(\lambda) = \lambda \int J_0(\lambda x) \rho(x) dx$. For the numerical simulation of the Gaussian field we use the following spectral model

$$\begin{aligned} \omega^{(k)}(x, y) &= \sum_{n=1}^N \sum_{m=1}^M A_{(n,m)}^{(k)} \cos\left(B_{(n,m)}^{(k)}x + C_{(n,m)}^{(k)}y + D_{(n,m)}^{(k)}\right), \\ A_{(n,m)}^{(k)} &= c_n^{(k)} \sqrt{-2 \ln(\alpha_{(n,m)}^{(k)})} / M, \quad B_{(n,m)}^{(k)} = \lambda_{(n,m)}^{(k)} \cos(w_{(n,m)}^{(k)}), \quad C_{(n,m)}^{(k)} = \lambda_{(n,m)}^{(k)} \sin(w_{(n,m)}^{(k)}), \quad (4) \\ D_{(n,m)}^{(k)} &= 2\pi\beta_{(n,m)}^{(k)}, \quad (c_n^{(k)})^2 = \int_{R_{n-1}}^{R_n} g(s)ds, \quad w_{(n,m)}^{(k)} = \pi(m - \gamma_{(n,m)}^{(k)}) / M \end{aligned}$$

Here $\alpha_{(n,m)}^{(k)}, \beta_{(n,m)}^{(k)}, \gamma_{(n,m)}^{(k)}$ are independent uniformly distributed on $(0,1)$ random values, $\lambda_{(n,m)}^{(k)}$ are distributed with the densities $g(\lambda) / (c_n^{(k)})^2, \lambda_{(n,m)}^{(k)} \in (R_{n-1}, R_n) \forall m, k$.

NUMERICAL RESULTS

We have analyzed a random field of the Arctic stratus optical thickness $\tau(x, y)$ retrieved from aircraft measurements obtained in the course of VERDI campaign 2012 [9, 10]. It can be noted that the one-dimensional distribution of $\tau(x, y)$ can be approximated by truncated Gaussian distribution or Gamma-distribution. Examples of the autocorrelation function $K(x, y)$ and the one-dimensional distribution of the field $\tau(x, y)$ in question are shown in Fig.1.

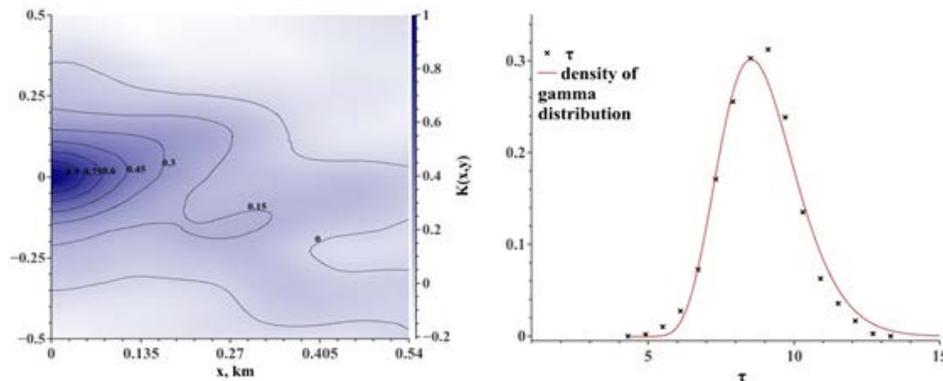


Fig. 1. Autocorrelation function $K(x, y)$ (on the left) and one-dimensional distribution density of the cloud optical thickness field (on the right).

We have simulated realizations of the optical thickness field with the one-dimensional distribution and the autocorrelation function represented in Fig. 1 applying the nonlinear transformation of the Gaussian field and the vector autoregressive scheme. Also, we have built the realizations of the quazi-Gaussian field with one-dimensional Gamma-distribution which approximated marginal distribution from Fig. 1 and the exponential autocorrelation function using formula (1). The stratus cloud optical thickness field $\tau(x, y)$ measured from aircrafts and the realizations of simulated stochastic fields are shown in Fig. 2.

CONCLUSION

The computation results show that the considered numerical methods for the stochastic field simulation (autoregressive schemes, spectral models, nonlinear transformations of Gaussian functions) can be effective in reproducing geometrical and optical properties of the atmospheric clouds.

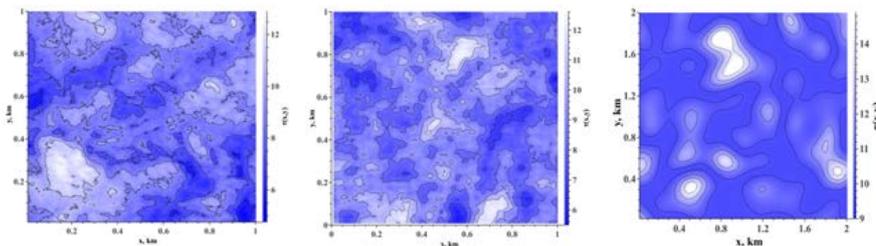


Fig. 2. The measured field of stratus optical thickness (on the left), numerical realizations of stratus optical thickness by methods (1), (3) (in the center) and by methods (2), (4) (on the right).

Acknowledgement. This work was conducted within the framework of the target project 0315-2016-0004 for ICMMG SB RAS, and was partially supported by the Russian Foundation for Basic Research (under Grant 18-01-00149).

References:

1. Koutsourelakis P.S., Deodatis G. Simulation of binary random fields with applications to two-phase random media. // *J Eng Mech* – 2005. V.131 (4) pp. 397–412.
2. Marple S.L. Jr., *Digital spectral analysis with applications*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N. J., 1987 (Mir, Moscow, 1990).
3. Ogorodnikov V.A. Testing of stochastic models for series of dry and rainy days. In: *Proceedings Zap-SibNIGMI Goskomgidrometa*, 1989, V. 86, pp. 74–79.
4. Ogorodnikov V.A., Prigarin S.M. Numerical modelling of random processes and fields: algorithms and applications. VSP, Utrecht, 1996.
5. Piranashvili Z.A. Some problems of statistical probabilistic modelling of random processes. In: *Problems of operations research, Metsniereba*, Tbilisi, 1966, pp. 53–91.
6. Prigarin S.M. Spectral models of random fields in Monte Carlo methods. VSP, Utrecht, 2001.
7. Prigarin S.M., Marshak A.L. A simple stochastic model for generating broken cloud optical depth and cloud top height fields. *J Atmos Sci*, 2009, V. 66(1), pp. 92–104
8. Shalygin A.S., Palagin Yu.I. *Applied methods of statistical simulation*. Leningrad: Mashinostroenie. 1986.
9. Schafer M., Bierwirth E., Ehrlich A., Jakel E., Werner F., Wendish M., Directional horizontal inhomogeneities of cloud optical thickness fields retrieved from ground-based and airborne spectral imaging. *Atmos Chem Phys*, 2017, V. 17, pp. 2359–2372.

10. Schafer M., Bierwirth E., Ehrlich A., Jakel E., Werner F., Wendish M., *Cloud optical thickness retrieved from horizontal fields of reflected solar spectral radiance measured with AisaEAGLE during VERDI campaign 2012, PANGAEA. 2017, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.874798>*
11. Wilson R.J., Nott D.J. *Review of recent results on excursion set models. Image Anal Stereol 2001, V. 20(2), pp. 71–78.*

A simplified method for monitoring cumulus clouds using total irradiance

Zuev S.V., Krasnenko N.P.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological Systems SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: zuev@imces.ru

The need to monitor cumulus clouds is caused by the fact that they are the basis for the formation of cumulonimbus clouds that carry with them showers, thunderstorms, squalls, hail. One of the ways to replace of human cloud observation can be the analysis of operational actinometric information – total [1] or separately direct and diffuse irradiance [2]. In the standard approach, the measured solar irradiance is compared with the model values under a clear sky, and then, using variance and amplitude analysis, the state of the sky is determined.

For variational analysis, the standard deviation or coefficient of variation of the time series is used. Under stratiform clouds (*Cs*, *As* and *Ns*) and stratus clouds *St* and under a clear skies, the total irradiance changes slowly and its coefficient of variation is close to zero. The waveform clouds (*Cc*, *Ac*, *Sc*) is more dynamic, therefore the coefficient of variation of the total irradiance has average values. Cumuliform clouds (*Ac cuf.*, *Sc cuf.*, *Cu*) are the most dynamic, therefore the variation coefficient of the time series of the total irradiance is high.

The purpose of amplitude analysis is to obtain a measure of the difference in measured solar irradiance from its value under a clear sky and is usually done by calculating their ratio. The result is a time series normalized in amplitude. The difficulty in this case is the construction of the clear sky model, which takes into account the real state of the atmosphere.

If for the analysis to use small segments of the time series, for example ± 10 minutes from the analysis point, the values of the measured total irradiance can be considered normalized and amplitude analysis will not be required. In this case, the task of monitoring of cumulus clouds can be reduced to the detection of such moments when the coefficient of variation for 21-minute segments of the measured total irradiance exceeds the threshold, for example, $V_Q > 0.33$. To test the proposed method, we used the measurement data of total irradiance by the unshaded pyranometer CM11 (Kipp & Zonen) of the meteorological observatory of the IMCES SB RAS for May 2018 when the **altitude of the Sun** $h > 30^\circ$. Verification of the results was carried out using a binary classifier by visual comparison of the color panoramic images of the sky, obtained from the All-Sky TV camera installed next to the pyranometer. As a result, out of 14806 analysis points, 1239 were identified as cumulus clouds, the classification accuracy was 0.83, and the recall was 0.80. The most common mistakes were the determination of *Sc* and *Ac* as *Cu* - 55% and 23%, respectively.

The research is carried out within the framework of projects IX.138.2.5 "Scientific and methodological foundations for develop and use of technologies and information-measuring systems for remote monitoring of the lower atmosphere" of program for Basic Research of SB RAS.

References:

1. C.E. Duchon, M.S. O'Malley. *Estimating cloud type from pyranometer observations. 1999. J. Appl. Meteorol. 38, pp. 132–141.*
2. S.V. Zuev, N.P. Krasnenko. *Cloud identification using actinometrical data. 2017. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 96, p. 012013.*

Упрощенная методика мониторинга кучевой облачности по суммарной радиации

Зуев С.В., Красненко Н.П.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: zuev@imces.ru

CITES'2019

МЕЖДУНАРОДНАЯ МОЛОДЕЖНАЯ ШКОЛА И КОНФЕРЕНЦИЯ ПО ВЫЧИСЛИТЕЛЬНО-ИНФОРМАЦИОННЫМ ТЕХНОЛОГИЯМ ДЛЯ НАУК ОБ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ

Существенное влияние на формирование погоды и климата территорий оказывает кучевая облачность, способная переносить огромные массы воды на значительные расстояния и высоты. Необходимость непрерывного мониторинга кучевой облачности обусловлена еще и тем, что она является основой для формирования кучево-дождевых облаков, источников таких опасных метеорологических явлений, как ливни, грозы, шквалы и град. В данной работе предпринята попытка осуществления мониторинга кучевой облачности в светлое время суток путем вариационного анализа ряда значений измеряемой суммарной радиации.

Определение состояния небосвода при наблюдении с земной поверхности является задачей, которую сложно автоматизировать. Одним из вариантов замены визуальных наблюдений за облачностью может стать анализ текущей актинометрической информации, в частности суммарной [1] или отдельно прямой и рассеянной радиации [2]. При стандартном подходе измеренные за некоторое время значения солнечной радиации сравнивают с модельными значениями при ясном небе и затем, используя вариационный и амплитудный анализ, их относят к тому или иному состоянию небосвода - ясно или присутствует какая-либо форма облачности.

Вариационный анализ временного ряда осуществляется путем анализа СКО или коэффициента вариации ряда измеряемой радиации и показывает, насколько такой ряд изменчив во времени. Применительно к солнечной радиации вариационный анализ дает оценку частоты смены степени покрытия солнечного диска облаками различной плотности при анализе прямой радиации и скорости перемещения облаков в зенитной и околозенитной области над точкой наблюдения при анализе рассеянной радиации. При использовании суммарной радиации имеет место комбинация влияния прямой и рассеянной радиации и, соответственно, комбинация оценки состояния солнечного диска и состояния небосвода в околозенитной области. Согласно генетической классификации облака делятся на слоистообразные, волнистообразные и кучевообразные. Слоистообразные облака, такие как *Cs*, *As* и *Ns*, а также слоистая облачность *St* и состояние ясного неба, характеризуются слабой изменчивостью во времени и, следовательно, имеют коэффициент вариации близкий к нулю. Для более динамичной волнистообразной облачности (*Cc*, *Ac* и *Sc*) характерны средние значения коэффициента вариации. Для кучевообразной облачности (*Ac cuf.*, *Sc cuf.* и *Cu*), способной с некоторой частотой полностью перекрывать прямую солнечную радиацию, свойственны высокие значения коэффициента вариации.

Целью амплитудного анализа является получение меры отличия величины измеренной солнечной радиации от ее величины при ясном небе и обычно осуществляется путем нахождения отношения этих величин, что приводит к получению нормализованного по амплитуде временного ряда. Сложным моментом в таком случае является построение модели ясного неба, учитывающей реальное состояние атмосферы. Сама постановка задачи построения такой модели при наличии облаков является не совсем корректной, т.к. имеющиеся в атмосфере условия образования определенных форм облачности (температура, влажность и давление воздуха, скорость его вертикального и горизонтального перемещения, наличие ядер конденсации определенных размеров и др.) значительно отличаются от условий ясного неба. Возможность отказа от амплитудного анализа и, соответственно, от необходимости построения

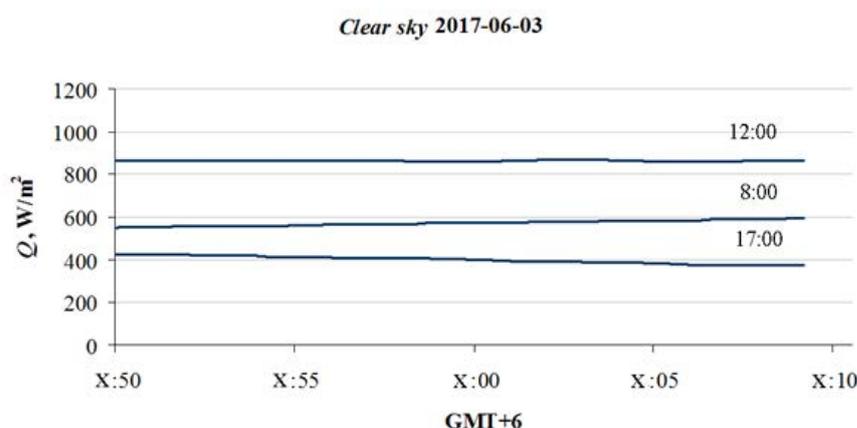


Рис. 1. Значения измеренной суммарной радиации при ясном небе для точек анализа 8:00 ($571 \text{ Вт/м}^2 \pm 3\%$), 12:00 ($865 \text{ Вт/м}^2 \pm 0,2\%$) и 17:00 ($401 \text{ Вт/м}^2 \pm 4\%$).

модели ясного неба в данном случае обусловлена возможностью принятия небольших по времени анализируемых отрезков за выборки с нормализованными значениями. В качестве таких отрезков используются 21-мин. значения измеряемой суммарной радиации в окрестности ± 10 мин. от точки анализа. На рис. 1 приводятся значения суммарной радиации при ясном небе для точек анализа 8:00, 12:00 и 17:00 по истинному времени (GMT+6) одного и того же дня по данным метеостанции Огурцово (WMO 29638). Можно видеть, что данные участки имеют практически одинаковое значение на всем диапазоне и их можно принять за значения суммарной радиации одного масштаба. Т.о., ряды значений на 21-минутных отрезках суммарной радиации можно считать нормализованными и для оценки их однородности можно применять коэффициент вариации. На рисунках 2-5 показаны характерные изменения величины суммарной радиации при ясном небе и для некоторых форм облачности, а также приводятся примерные значения диапазона изменения коэффициентов вариации для данных состояний небосвода.

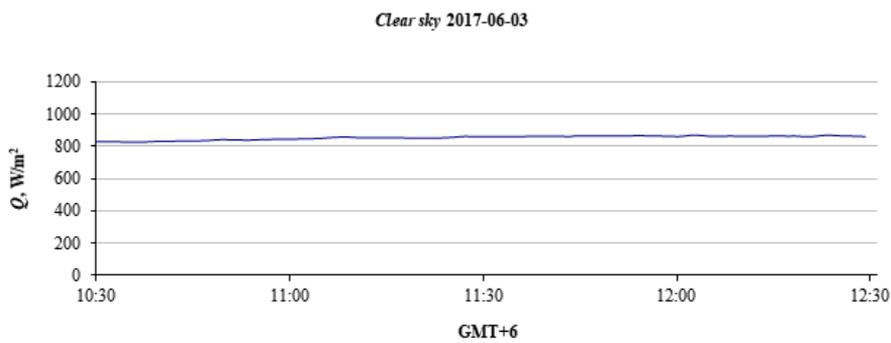


Рис. 2. Суммарная радиация при ясном небе ($V_Q = 0,04$).

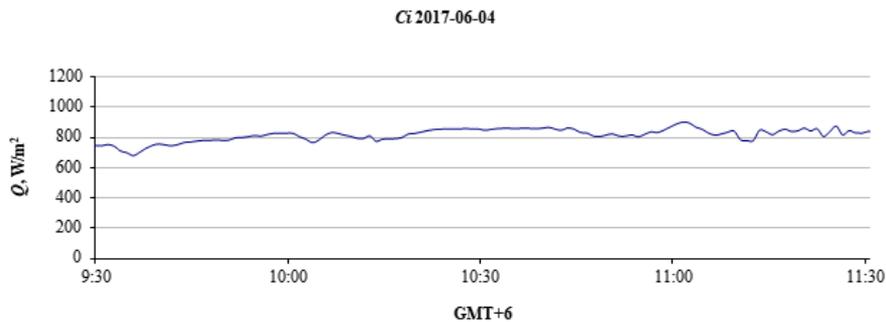


Рис. 3. Суммарная радиация при перистой облачности Ci ($V_Q = 0,05 \div 0,18$).

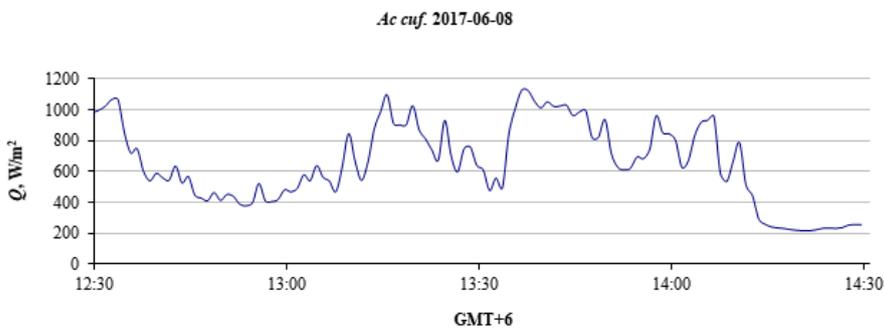


Рис. 4. Суммарная радиация при высококучевой кучевообразной облачности $Ac\ cuif.$ ($V_Q = 0,13 \div 0,31$).

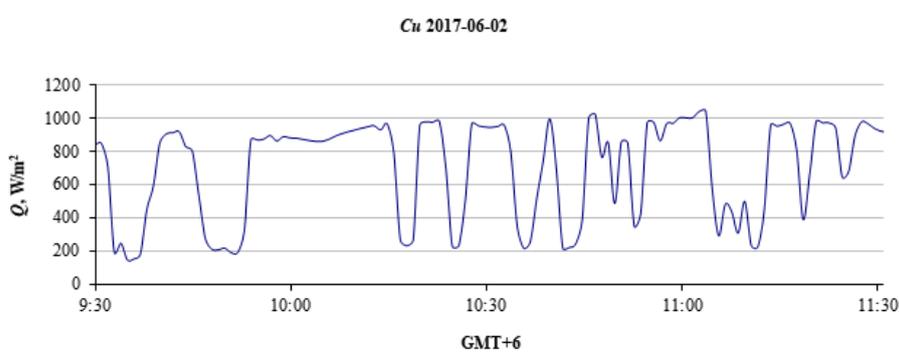


Рис. 5. Суммарная радиация при кучевой облачности Cu ($V_Q > 0,33$).

Как видно, при кучевой облачности, в отличие от других состояний небосвода, отчетливо формируется очень неоднородный ряд значений суммарной радиации. Таким образом, задача мониторинга кучевой облачности может быть сведена к выявлению таких моментов, когда коэффициент вариации для 10-минутных окрестностей анализируемой точки измеряемой суммарной радиации будет иметь значение $V_Q > 0,33$. Для проверки предлагаемой методики были проанализированы данные измерений

суммарной радиации незатененным пиранометром CM11 (Kipp & Zonen) метеообсерватории ИМКЭС СО РАН за май 2018 г. при высоте Солнца $h > 30^\circ$. Проверка полученных результатов проводилась с помощью бинарного классификатора путем визуального контроля по цветным панорамным изображениям всего небосвода, полученным с помощью телевизионной камеры, установленной в непосредственной близости от пиранометра. Результаты сравнения приводятся в таблице.

Месяц	Количество точек анализа	Количество точек, определенных как S_u	Точность классификации	Полнота выборки
Май	14806	1239	0,83	0,80

Необходимо отметить, что большая часть случаев не полной выборки приходится на низкий балл кучевой облачности, а ошибки в точности классификации (False negative и False positive) в основном связаны с одновременным присутствием на небосводе облаков различных ярусов, а также с ошибками визуальной оценки формы и балла облачности по панорамным изображениям. При этом наиболее часто за кучевую облачность ошибочно принималась слоисто-кучевая S_c (55% случаев) и высоко-кучевая A_c облачность (23% случаев). Учитывая сложность разделения кучевой и кучево-дождевой облачности, находящейся над точкой наблюдения, совпадение состояния небосвода как S_u по предлагаемой методике и как S_b визуально по панорамным изображениям принималось за положительный результат работы методики (True positive).

Предлагаемая упрощенная методика позволяет практически в реальном времени осуществлять мониторинг кучевой облачности со средним и высоким баллом, являющейся основой для образования кучево-дождевой облачности. В первую очередь это необходимо для предупреждения возникновения таких опасных метеорологических явлений, как ливни, грозы, шквалы, град, источником которых и являются кучево-дождевые облака. Для реализации методики требуются незначительные вычислительные ресурсы, что особенно актуально для автономных точек измерения солнечной радиации, оборудованных, как правило, только одним незатененным пиранометром, измеряющим суммарную радиацию.

Работа выполняется в рамках проекта фундаментальных исследований СО РАН IX.138.2.5 "Научно-методические основы создания и использования технологий и информационно-измерительных комплексов для дистанционного мониторинга нижнего слоя атмосферы".

Литература:

1. C.E. Duchon, M.S. O'Malley. Estimating cloud type from pyranometer observations. 1999. *J. Appl. Meteorol.* 38, pp. 132–141.
2. S.V. Zuev, N.P. Krasnenko. Cloud identification using actinometrical data. 2017. *IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science.* 96, p. 012013.

Simulation of particle transport in urban environments with high spatial resolution

Varentsov A.I., Stepanenko V.M., Konstantinov P.I.

Lomonosov Moscow State University, Russia
E-mail: jdeadfox17@gmail.com

Air is one of the most important resources for the maintenance of human life with a complex gas composition. But also it contains many different suspended or blown by the wind particles, whose influence on people and nature cannot be neglected. Such particles can have different genesis, vary in size, shape, chemical composition and other parameters. Particle transport is the process of particles movement in a medium (in air) under the influence of external forces. First of all, it is determined by the flow characteristics, location of sources, the presence and placement of obstacles (buildings, trees, etc.) and deposition surfaces. Partially, the transfer is determined by the properties of each individual particle: radius and density.

In an area that has not experienced human impact, the phenomenon of particle transport rarely poses a serious danger to humans or the ecosystem. For natural particles, allergy, desertification, soil depletion can be mentioned as common examples of negative effects. The urban environment cannot function without transport and anthropogenic structures - sources of technogenic emissions, including various solid and liquid particles that get into the air and often have a stronger (comparing to natural particles) negative impact on human, animal and plant health. Spatial heterogeneity of emission sources and the complex geometry of urban development greatly complicate the process of particle transport, so it can lead to high concentrations and accumulation

of particles in limited areas [2]. In the urban environment, anthropogenic and natural components are present, and therefore the transport also changes for natural particles: plant pollen, snow, water drops, dust, and others [1]. Burning of various substances and the release of harmful combustion products into the atmosphere are usual for industrial areas and landfills. There are also weather conditions characterized by high wind speeds - in such situations, the level of emission of rare and heavy particles, such as sand, soil particles and road dust, can significantly increase. To account for such cases, it is necessary to conduct special studies. Thus, the direct influence of the transfer of particles in an urban environment on human health and the environment determines the great importance of the problem of modeling and forecasting this phenomenon.

In recent years, with the development of technology, more and more powerful computational capabilities and hydrodynamic models with high spatial and temporal resolution have become available. First of all, the efforts of the developers of such models are aimed at increasing the accuracy of forecasting the basic meteorological parameters at the macro and mesoscale. Particle transport receives less attention, since usually the accuracy of simple modules and parametrizations is sufficient for researchers, especially at the mesoscale. However, even the available microscale models of particle transport do not allow describing the specificity of the transfer in the atmosphere of the entire diversity of particles of different shapes, sizes and masses, since only some of the parameters can be set. It limits the possibilities for studying the transport and sedimentation of particles. Also, integrated in complex microclimatic or meteorological models modules for transferring various pollutants are tied to a specific product and, accordingly, inherit possible limitations and errors of its methodology.

In this paper, a multipurpose computational algorithm is created to describe the maximum diversity of particles under different meteorological conditions and different building geometry. At this stage, the finished result is a technology that allows to evaluate the distribution and sedimentation of spherical particles of various sizes and masses on the scales of tens and first hundreds of meters, taking into account the predetermined geometry of buildings and fields of meteorological quantities. The algorithm also allows the use of various methods of accounting for turbulent motions, resistance forces and other factors affecting the process of particle transport. In this model, the particles interact with the quasi-stationary flow given by the initial data. The motion of particles is described by Newton's second law, differential equations are being solved by the fourth order Runge – Kutta method. Subgrid turbulence is parametrized by the discrete random walk model.

The difference from the majority of such embedded tools is the ability to use initial data from different sources, for example, different hydrodynamic models. It allows both to choose the most accurate and representative model for a particular case and to compare the results with the data of particle transfer modules, which are built into these models, and even verify technology. During the development period, the microscale three-dimensional non-hydrostatic model ENVI_MET version 4.4 (update of November 2018) was used to obtain the initial meteorological data: wind speed and direction, turbulent kinetic energy values, dissipation and other parameters.

This solution can be used both for scientific and practical purposes for specific situations. At present, both a series of test cases are modeled to study the effect of various modules of the model on the result, as well as a complex of situations close to real conditions and buildings. In future work, it is planned to add methods of interaction with more complex particle forms, for example, to study the transfer of suspended water and ice particles.

References:

1. Vlasov, D.V. *Geochemistry of heavy metals and metalloids in landscapes of the Eastern District of Moscow: dis. ... Ph.D.: 25.00.23: def. 26.11.2015 / Author Vlasov Dmitriy Valentinovich.- M., 2015.- URL: <https://istina.msu.ru/dissertations/10627514/> (11.02.2019)*
2. Droste, A.M., Steeneveld, G.J., Holtslag, A.A.M., 2018. *Introducing the urban wind island effect. Environmental Research Letters* 13, 094007. URL: <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aad8ef> (28.11.2018)

Моделирование переноса частиц в городской среде с высоким пространственным разрешением

Варенцов А.И., Степаненко В.М., Константинов П.И.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Россия
E-mail: jdeadfox17@gmail.com

Воздух – один из важнейших ресурсов для поддержания жизни человека, имеющий сложный газовый состав. Но также в нём содержится множество различных взвешенных или влекомых ветром частиц, влиянием которых на человека и природу нельзя пренебрегать. Такие частицы могут иметь самое разное происхождение, различаться по размеру, форме, химическому составу и другим параметрам. Перенос частиц – процесс перемещения частиц в среде (в воздухе) под воздействием внешних сил. В первую очередь, определяется характеристиками потока, расположением источников, наличием и размещением препятствий (здания, деревья и др.) и поверхностей осаждения. Частично перенос определяется свойствами каждой отдельной частицы: радиусом и плотностью.

В местности, не испытавшей на себе антропогенного влияния, явление переноса частиц редко представляет серьезную опасность для человека или экосистемы. Для природных частиц в качестве распространённых примеров негативных последствий можно назвать аллергию, опустынивание, обеднение почв. Городская среда не может функционировать без транспорта и антропогенных сооружений – источников техногенных выбросов, в том числе различных твёрдых и жидких частиц, попадающих в воздух и зачастую имеющих более сильное относительно природных частиц негативное влияние на здоровье человека, животных и растений. Пространственная неоднородность источников выбросов и сложная геометрия городской застройки сильно усложняют процесс переноса частиц, что может приводить к высоким концентрациям и накоплению частиц на ограниченных территориях [2]. В городской среде присутствуют антропогенные и природные компоненты, поэтому изменяется и перенос природных частиц: пыльцы растений, снега, капель, пыли и других [1]. Для промышленных территорий и свалок характерно сжигание различных веществ и выброс в атмосферу вредных продуктов горения. Также существуют погодные условия, сопровождающиеся высокими скоростями ветра – в таких ситуациях может существенно увеличиваться уровень выброса более редких и тяжелых частиц, например, песка, частиц грунта и дорожной пыли. Для учёта таких случаев необходимо проводить отдельные исследования. Таким образом, непосредственное влияние переноса частиц в городской среде на здоровье человека и состояние окружающей среды обуславливает большую важность задачи моделирования и прогнозирования данного явления.

В последние годы с развитием технологий стали доступны всё более мощные вычислительные возможности и гидродинамические модели, имеющие высокое пространственное и временное разрешение. В первую очередь, усилия разработчиков подобных моделей направлены на увеличение точности прогноза основных метеорологических параметров на макро- и мезомасштабе. Перенос частиц удостаивается меньшего внимания, так как обычно точность простых модулей и параметризаций является достаточной для исследователей, особенно на мезомасштабе. Однако даже доступные микромасштабные модели переноса частиц не позволяют описать специфику переноса в атмосфере всего разнообразия частиц разных форм, размеров и масс, так как позволяют задать лишь некоторые из параметров. Тем самым ограничиваются возможности в изучении переноса и оседания частиц. Также встроенные в комплексные микроклиматические или метеорологические модели модули, отвечающие за перенос различных загрязнителей, привязаны к конкретному продукту и, соответственно, наследуют возможные ограничения и ошибки его методики.

В данной работе создаётся универсальный вычислительный алгоритм для описания максимального разнообразия частиц при различных метеорологических условиях и разной геометрии застройки. На данном этапе готовым результатом является технология, позволяющая оценить распространение и оседание шарообразных частиц различных размеров и масс на масштабах десятков и первых сотен метров с учетом заранее заданных геометрии зданий и полей метеорологических величин. Также алгоритм позволяет использовать различные методы учёта турбулентных движений, сил сопротивления и других факторов, влияющих на процесс переноса частиц. В данной модели частицы взаимодействуют с квазистационарным потоком, заданным начальными данными. Движение частиц описывается вторым законом Ньютона, для решения дифференциальных уравнений применяется метод Рунге-Кутты 4 порядка. Подсеточная турбулентность параметризуется моделью дискретных случайных блужданий.

Отличием от большинства подобных встроенных инструментов является возможность использования начальных данных из разных источников, например, различающихся гидродинамических моделей, что позволяет как подобрать наиболее точную и репрезентативную модель для конкретного случая, так и сравнивать результаты с данными встроенных в эти модели модулей переноса частиц и даже производить таким образом верификацию собственной технологии. В период разработки для получения на-



чальных метеорологических данных: скорости и направления ветра, значений турбулентной кинетической энергии, диссипации и других параметров – использовалась микромасштабная трёхмерная негидростатическая модель ENVI_MET версии 4.4 (обновление от ноября 2018 года).

Данное решение может быть использовано как в научных, так и в практических целях для конкретных ситуаций. На данный момент смоделирован как ряд тестовых случаев для изучения влияния различных модулей модели на результат, так и комплекс приближенных к реальным условиям и застройкам ситуаций. В дальнейшей работе планируется добавление способов взаимодействия с более сложными формами частиц, например, для изучения переноса взвешенных в воздухе частиц снега и льда.

Литература:

1. Власов, Д.В. *Геохимия тяжелых металлов и металлоидов в ландшафтах Восточного округа Москвы: дис. ... канд. геогр. наук: 25.00.23: защищена 26.11.2015 / Автор Власов Дмитрий Валентинович. - М., 2015. - Режим доступа: <https://istina.msu.ru/dissertations/10627514/> (дата обращения 11.02.2019)*
2. Droste, A.M., Steeneveld, G.J., Holtslag, A.A.M., 2018. *Introducing the urban wind island effect. Environmental Research Letters 13, 094007. URL: <https://doi.org/10.1088/1748-9326/aad8ef/> (дата обращения 28.11.2018)*

Mechanisms of squall formation in the Moscow region on May 29, 2017

Kuksova N.E., Toropov P.A.

Lomonosov Moscow State University, Russia
E-mail: kuksova_97@mail.ru

According to the Rosgidromet's Second Assessment Report [2], the number of severe weather phenomena (SWP) in the territory of the Russian Federation has a statistically significant positive trend. Most of them are associated with mesoscale atmospheric processes, which are still not well predicted. Due to the growth of SWPs, studies aimed at studying the physical mechanisms of their genesis become topical. Much of the work on the modeling of SWPs is devoted to a detailed study of a specific bright episode of a dangerous phenomenon (case study) with the aim of studying the chain of physical mechanisms that determined the genesis of the phenomenon, as well as assessing the possibility of analyzing and predicting them. A significant part of the SWP is local and short in time, they are rather poorly covered by the data of terrestrial and upper-air observations. In this connection, one of the main tools for analyzing these phenomena is, on the one hand, remote measurement systems, and on the other, mesoscale hydrodynamic models of the atmosphere.

On May 29, 2017, in Moscow during cold front passing a sharp increase in wind speed was recorded, the maximum value of which, according to measurements at the Moscow Observatory, reached 28 m/s. The phenomenon that occurred in the Moscow region on May 29, 2017, should be attributed to the squall.

First, we will briefly consider the synoptic conditions, against which a squally wind strengthened. In the lower troposphere, an active cyclonic vortex was rapidly shifting from the Gulf of Finland to the Central Federal District. At 15-16 hours (Moscow time), a cold front passed through the Moscow region, well traced by satellite cloud data. The front was accompanied by increased wind at many points in the Moscow Region. During the period of maximum warm afternoon air, the cold front became sharply aggravated, which was the reason for the complex of adverse and severe weather phenomena. According to the upper-air diagram in Dolgoprudny one can notice high wind speeds in all layers of the troposphere and a jet stream at the level of 10 km, as well as a low-tropospheric jet flow at the level of about 700 hPa. This suggests that the nature of a strong wind in the Moscow region is not related to the gustiness fronts of cumulonimbus clouds, which are usually observed in the case of intense density currents associated with the formation of a "cold pool" in the zone of heavy rainfall.

In order to reproduce the squall on the basis of numerical modeling, an experiment was conducted using the WRF-ARW mesoscale non-hydrostatic model for the period from May 28, 00 UTC to May 30, 00 UTC, 2017. The structure of the model is described in detail in [1]. In our experiments, Era-Interim reanalysis with a resolution of 0.75 ° was used as the initial and boundary conditions. The analysis was performed in three domains with a 10, 5 and 1-kilometer resolution, respectively.

Consider the results of wind simulation in the lower 500th layer in comparison with the data of the MSU sodar. The spatial-temporal structure of wind speed is reproduced at a good level: two prominent areas of high wind speeds can be noted, which are associated with the passage of a warm front in the morning and a cold

front in the afternoon. The model also reproduced the lowering of the second jet to the earth's surface (associated with the cold front), which was the cause of the squall.

Based on the analysis of meteorological parameters and the state of the atmosphere at a qualitative level, an assumption was made about the mechanism of kinetic energy transfer of the low-tropospheric jet, which developed at altitudes of about 2.5 km. This hypothesis is in good agreement with both real data (average cloud height, strong length of the phenomenon in space according to wind speed data from a network of weather stations in the Moscow region, wind amplification throughout the middle troposphere according to upper-air probe, etc.) and reanalysis data as well as mesoscale modeling. Thus, squally wind amplification is associated with the transfer of kinetic energy from the lower layers of the troposphere, and is not the result of descending flows in a thundercloud.

References:

1. Veltishchev N.F., Zhupanov V.D. *Experiments on the assimilation of radar reflectivity in the model WRF-ARW // Meteorology and Hydrology. 2012. № 3. P.5-19.*
2. *The second assessment report of Roshydromet on climate change and its consequences on the territory of the Russian Federation. 2014: General summary. M.: Roshydromet, 2014. 59 p.*

Механизмы формирования шквала в Московском регионе 29 мая 2017 года

Куксова Н.Е., Торопов П.А.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Россия
E-mail: kuksova_97@mail.ru

Согласно Второму Оценочному докладу Росгидромета [2], число опасных явлений погоды (ОЯП) на территории РФ имеет статистически значимый положительный тренд. Большая их часть связана с мезомасштабными атмосферными процессами, которые до сих пор прогнозируются недостаточно хорошо. Из-за роста ОЯП становятся актуальными исследования, нацеленные на изучение физических механизмов их генезиса. Значительная часть работ по моделированию ОЯП посвящена детальному исследованию конкретного яркого эпизода опасного явления (case study) с целью изучения цепочки физических механизмов, определивших генезис явления, а также оценки возможности их анализа и прогноза. Значительная часть ОЯП локальна и непродолжительна во времени, они достаточно скудно освещены данными наземных и аэрологических наблюдений. В связи с этим одним из основных инструментов для анализа этих явлений оказываются, с одной стороны, дистанционные системы измерений, а с другой - мезомасштабные гидродинамические модели атмосферы.

29 мая 2017 года в Москве при прохождении холодного фронта было зафиксировано резкое увеличение скорости ветра, максимальное значение которого по данным измерений на метеообсерватории МГУ достигло 28 м/с. В Московском регионе в результате ОЯП погибли 18 человек, около 200 получили травмы различной степени тяжести [4]. Явление, произошедшее в Московском регионе 29 мая 2017 года, следует отнести к шквалу. Шквалом называется резкое и кратковременное усиление ветра до 15 м/с и более, сопровождающееся изменением его направления [3]. Порывы ветра при шквалах нередко достигают штормовой и даже ураганной силы, поэтому данное явление погоды относят к опасным (ОЯП).

Сначала кратко рассмотрим синоптические условия, на фоне которых происходило шквалистое усиление ветра. В нижней тропосфере происходило стремительное смещение активного циклонического вихря с Финского залива на ЦФО. В 15-16 часов по московскому времени через Московский регион прошел холодный фронт, хорошо прослеживаемый по спутниковым данным об облачности. Фронт сопровождался усилением ветра во многих пунктах Московской области. В период максимального послеполуденного прогрева приземного воздуха холодный фронт резко обострился, что и послужило причиной комплекса неблагоприятных и опасных явлений погоды. По данным о высотах тропопаузы, полученных с помощью аэрологических диаграмм в разных городах Европейской территории России, можно судить о взаимодействии двух умеренных воздушных масс: прежнего морского тропического и прежнего морского арктического воздуха, со значительными температурными градиентами в нижней тропосфере. По данным аэрологической диаграммы в г. Долгопрудном можно заметить высокие скорости ветра во всех слоях тропосферы и струйное течение на уровне 10 км, а также низкотропосферное струйное течение на уровне около 700 гПа. При этом запасы потенциальной энергии неустойчивости (CAPE) оказались недостаточными для развития грозовой облачности только лишь за счет свободной конвекции, определяемой плавучестью. По данным радара в аэропорту Внуково высота верхней грани-



цы облаков на территории Московского региона не превышала 7-8 км. Это позволяет предположить, что природа сильного ветра в Московском регионе связана не с фронтами порывистости кучево-дождевых облаков, которые обычно наблюдаются в случае интенсивных плотностных течений, связанных с формированием «очага холода» в зоне сильных ливневых осадков.

С целью воспроизведения шквала на основе численного моделирования был проведен эксперимент с помощью мезомасштабной негидростатической модели WRF-ARW за период от 28 мая 12 UTC по 30 мая 00 UTC 2017 года. Подробно структура модели описана в [1]. В проведенных экспериментах в качестве начальных и граничных условий был использован реанализ Era-Interim с разрешением 0.75° . Анализ производился в трех доменах с 10, 5 и 1-километровым разрешением соответственно (рис.3а).

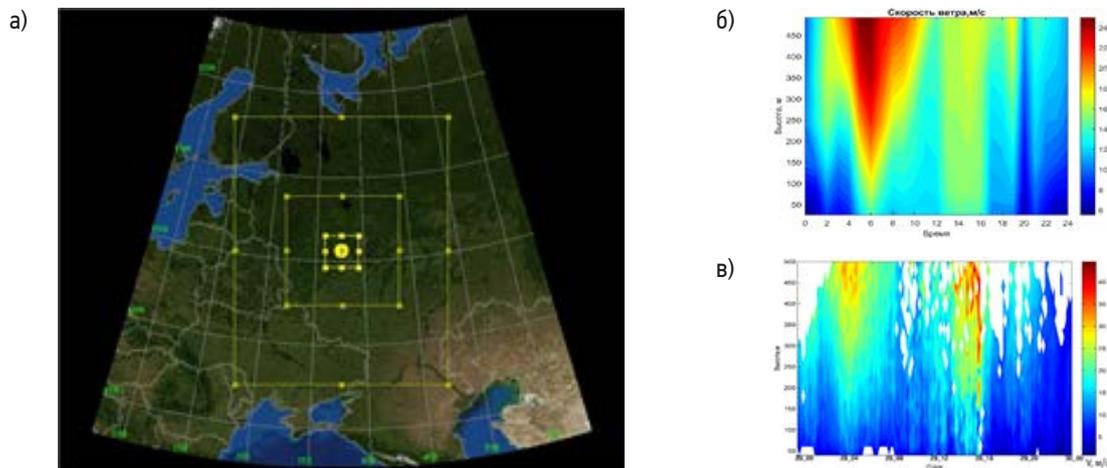


Рис. 1. Границы области моделирования (а), результат моделирования скорости ветра в нижнем 500-метровом слое в г. Москвы (б) и данные содара MODOS (в).

В качестве оцениваемых величин были выбраны температура воздуха, скорость ветра и сумма осадков за день. Выбранные величины сравнивались с данными наблюдений на станциях Метеорологической обсерватории МГУ, Балчуг и аэропортах Шереметьево, Внуково и Домодедово, данными профилера МТП-5, аэрологического зонда в г. Долгопрудном и содара MODOS Метеорологической обсерватории МГУ. Модельные данные интерполировались в точку с координатами этих станций, а для оценок профилей – дополнительно с eta-уровней модели на z-уровни, на которых проводятся наблюдения.

Рассмотрим результаты моделирования ветра в нижнем 500-м слое в сравнении с данными содара МГУ (рис.1в). Пространственно-временная структура скорости ветра воспроизведена на хорошем уровне (рис.1б): можно отметить две выделяющиеся области высоких скоростей ветра, которые связаны с прохождением теплого фронта утром и холодного фронта днем. Модель также воспроизвела опускание до земной поверхности второй струи (связанной с холодным фронтом), которая и стала причиной возникновения шквала.

На основе анализа метеорологических параметров и состояния атмосферы на качественном уровне было выдвинуто предположение о механизме передачи кинетической энергии низкотропосферной струи, развившейся на высотах около 2.5 км. Данная гипотеза хорошо согласуется как с реальными данными (средняя высота облачности, сильная протяженность явления по пространству по данным о скорости ветра с сети метеостанций в Московской области, усиления ветра по всей средней тропосфере по данным аэрологического зонда и др.), так и с данными реанализа, а также мезомасштабного моделирования. Таким образом, шквалистое усиление ветра связано с передачей кинетической энергии из нижних слоев тропосферы, а не является результатом нисходящих потоков в грозном облаке.

Литература:

1. Вельтищев Н.Ф., Жупанов В.Д. Эксперименты по усвоению радиолокационной отражаемости в модели WRF-ARW // *Метеорология и гидрология*. 2012. № 3. С.5-19.
2. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. 2014: Общее резюме. М.: Росгидромет, 2014. 59 с.
3. Прох Л.З. Словарь ветров. СПб.: Гидрометеопиздат, 1983. 331 с.
4. Interfax [Электронный ресурс]. URL: <https://www.interfax.ru/> (дата обращения: 25.10.2017).

Online modelling of thermal comfort conditions for the population of Moscow region on microscale

Perkhurova A.A., Konstantinov P.I., Varentsov M.I., Shartova N.V., Krainov V.N.

Lomonosov Moscow State University, Russia

E-mail: an.perkh@gmail.com

The health of the urban population is influenced by many factors, among which there are meteorological parameters. Moreover, the impact is not expressed in individual indicators, but in their totality, which is displayed by thermal comfort indices [1]. Basically, they are identified empirically and are presented in the format of the outdoor temperature for ease of perception of information.

Due to the heterogeneity of urban development in the Moscow region, thermal comfort conditions at different points in the same territory will differ noticeably with the same meteorological parameters. Thus, it is necessary to study the parameters of comfort at the microscale. Therefore, within the framework of this study, in order to inform the public about the negative impact of the weather, and further to minimize the consequences on the human body, an attempt was made to develop an operational system for predicting dangerous conditions of thermal comfort.

Climate comfort is an indicator that is a reflection of a set of parameters such as temperature, humidity, and rainfall on a person's sensation of being favorable to being outdoors or indoors. By now, more than 100 indices have been developed in world practice to determine the bioclimatic comfort of human life [2]. Such a huge number of indexes developed up to this point is due to the fact that there is no universal indicator due to very different weather conditions in different parts of the planet. Indices that give a more accurate value of cold stress and are based on experiments in a frosty environment are called cold ones. Accordingly, those that better determine heat stress and are based on experiments in a hot environment are called thermal ones. Also special models have been developed for taking into account the individual characteristics of a person when calculating thermal conditions. Heat balance models take into account many aspects of the heat transfer mechanism. We used 3 most popular comfort indexes: PET, UTCI, mPET.

In order to collect climate statistics, climate data were calculated for comfort conditions for the MSU campus using the RayMan model. Therefore, it is possible to analyze the changes in biometric conditions in recent years and track trends in various locations.

Since the input parameters for the RayMan diagnostic model, which processes only text documents, serve as predictive data for the Canadian GEM global meteorological parameters in grib2 format, a program for converting files using Command.exe and a computer language were created to create an online module for predicting biometric indices. Fortran 90. Then a scripting method was developed, which allows combining various computational algorithms and creating a single module for online prediction of com of mortality with the help of GhostMouse autoclicker. For the convenience of perception of information, the results of calculations are visualized on the basis of Yandex maps. Thus, the main idea of the work was that any user with the minimum expenditure of his time resource and without knowledge of the model's work could launch the program and receive an individual forecast of comfort conditions for the next hours in a visually understandable format.

Online forecasting is a new direction in biometeorology and, quite possibly, will continue to be of particular importance for the functioning of urban infrastructure.

Research was supported by the grant program of Russian Foundation of Basic Research (project no. 19-35-70009 mol_a_mos).

References:

1. Emelina S.V., Konstantinov P.I., Malinina E.P., Rubinstein K.G. Evaluation of the informativeness of some biometeorological indices for different regions of Russia // *Russian Meteorology and Hydrology* 2014. Issue 7. P. 25-37.
2. Blazejczyk, Krzysztof, et al. «Comparison of UTCI to Selected Thermal Indices». *International Journal of Biometeorology*, v. 56, no. May 3, 2012, p. 515–35. Crossref, doi: 10.1007 / s00484-011-0453-2.



Моделирование условий термического комфорта для населения Московского региона в онлайн-режиме на микромасштабе

Перхурова А.А., Константинов П.И., Варенцов М.И., Шартова Н.В., Крайнов В.Н.

Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова, Россия
E-mail: an.perkh@gmail.com

На здоровье городского населения влияет множество факторов, среди которых присутствуют метеорологические параметры. Причем воздействие выражается не в отдельных показателях, а в их совокупности, которую отображают индексы термической комфортности [1]. В основном они выявлены эмпирически и представлены в формате температуры наружного воздуха для удобства восприятия информации.

В связи с неоднородностью городской застройки Московского региона условия термического комфорта в разных точках одной территории будут заметно различаться при одних и тех же метеорологических параметрах. Таким образом, необходимо изучать параметры комфортности на микромасштабе. Поэтому, в рамках данного исследования с целью информирования населения о негативном влиянии погоды, а в дальнейшем и минимизации последствий на организм человека была предпринята попытка разработки оперативной системы прогноза опасных условий термического комфорта.

Комфортность климата – показатель, который является отражением совокупности таких параметров, как температура, влажность, количество осадков на ощущении человеком благоприятности нахождения на открытом воздухе или в помещении. К настоящему времени в мировой практике разработано более 100 индексов для определения биоклиматической комфортности жизнедеятельности человека [2]. Такое огромное количество разработанных к данному моменту индексов связано с тем, что универсального показателя не существует вследствие сильно отличающихся погодных условий в разных точках планеты. Индексы, которые выдают более точное значение холодового стресса и базируются на опытах в морозной среде, называются холодовыми. Соответственно, те, которые лучше определяют тепловой стресс и основаны на опытах в жаркой среде, называются тепловыми. На сегодняшний день разработаны модели, учитывающие индивидуальные особенности человека при расчёте термических условий. Модели теплового баланса учитывают множество аспектов механизма теплообмена. В работе были рассмотрены 3 наиболее часто используемых индекса комфортности: PET, UTCI, mPET.

PET (Physiologically Equivalent Temperature) [3] – физиологически эквивалентная температура – параметр, рассчитываемый при помощи модели энергетического баланса тепла человека (Munich Energy-balance Models for Individuals – MEMI) и определяемый, как температура воздуха, при которой для обычных комнатных условий тепловой баланс человеческого тела остается неизменным со значениями температуры внутренних органов и температуры кожи для данной ситуации. Помимо стандартных метеорологических параметров таких, как температура воздуха, скорость ветра и относительная влажность при расчёте PET учитываются процессы метаболизма человека, активность и теплоизоляционные свойства одежды. В настоящее время PET является одним из наиболее часто используемых показателей комфорта человека.

mPET (modified PET) – модифицированный PET [4]. Этот индекс представляет собой улучшенный PET с исправленными слабыми местами, которыми являлись: плохая способность прогнозировать термофизиологические параметры и слабая реакция как на изоляцию одежды, так и на влажные условия.

UTCI (Universal Thermal Climate Index) – универсальный тепловой индекс климата – этот параметр так же основан на модели бюджета тепла человека [5]. Он выражается в виде эквивалентной температуры окружающей эталонной среды, обеспечивающей такую же физиологическую реакцию эталонного лица в реальной среде. В отличие от PET при расчёте UTCI учитываются не только теплоизоляционные свойства одежды, но и паронепроницаемость, изоляция воздушных поверхностных слоев, подвергающихся изменению при изменении скорости ветра и движении человеческого тела и, как следствие влияющие на физиологические реакции. Таким образом во внимание принимаются модифицированные изоляционные свойства одежды в реальной среде.

В целях набора климатической статистики, был произведён расчёт климатических данных по условиям комфортности для кампуса МГУ при помощи модели RayMan. Следовательно, можно провести анализ изменения биометрических условий за последние годы и отследить тренды в различных локациях.

Для модели RayMan был произведён тест на чувствительность к изменениям параметров. Входной информацией для модели служат 4 переменные: температура воздуха, относительная влажность, облачность и скорость ветра. В тестировании было рассмотрено насколько сильно значения индексов комфортности варьируют при изменении одного из параметров при стабильных других. После этого были построены графики зависимостей, определены уравнения регрессии. Для температуры и ветра харак-

терна линейная зависимость, для облачности и влажности – полиномиальная. Это помогает понять степень чувствительности

Так как входными параметрами для диагностической модели RayMan, которая обрабатывает только текстовые документы, служат прогностические данные метеорологических параметров канадской модели GEM global в формате grib2, для создания онлайн-модуля прогноза индексов биометрических показателей была написана программа конвертирования файлов при помощи Command.exe и компьютерного языка Fortran 90. Затем была разработана скриптовая методика, позволяющая объединить различные вычислительные алгоритмы и создать единый модуль онлайн-прогноза характеристик комфорта при помощи автокликера GhostMouse. Для удобства восприятия информации результаты вычислений визуализируются на основе Яндекс-карт. Таким образом, главная идея работы состояла в том, чтобы любой пользователь при минимальной затрате своего временного ресурса и без осведомления о работе модели мог бы запустить программу и получить индивидуальный прогноз условий комфорта на ближайшие часы в визуальном понятном формате.

Онлайн прогнозирование является новым направлением в биометеорологии и, вполне возможно, в дальнейшем будет иметь особое значение для функционирования городской инфраструктуры.

Исследование было выполнено при поддержке проекта РФФИ 19-35-70009 мол_a_мос.

Литература:

1. Емелина С.В., Константинов П.И., Малинина Е.П., Рубинштейн К.Г. Оценка информативности некоторых биометеорологических индексов для разных районов России // *Метеорология и гидрология* 2014. Выпуск 7. С. 25-37.
2. Blazejczyk, Krzysztof, et al. «Comparison of UTCI to Selected Thermal Indices». *International Journal of Biometeorology*, v. 56, no. May 3, 2012, p. 515–35. Crossref, doi: 10.1007 / s00484-011-0453-2.
3. Höppe, P. (1984) *Die Energiebilanz des Menschen*, Wiss Mitt Meteorol Inst Univ München No. 49.
4. Lin, Tzu-Ping, et al. «The Potential of a Modified Physiologically Equivalent Temperature (MPET) Based on Local Thermal Comfort Perception in Hot and Humid Regions». *Theoretical and Applied Climatology*, February 2018. Springer Link, doi:10.1007/s00704-018-2419-3.
5. Weihs, Philipp, et al. "The Uncertainty of the UTCI Due to the Uncertainties of the Meteorological Data". *International Journal of Biometeorology*, vol. 56, no. May 3, 2012, p. 537–55. Crossref, doi: 10.1007 / s00484-011-0416-7.



SESSION VI

FUTURE EARTH PROGRAM AND NORTHERN EURASIA FUTURE INITIATIVE

СЕКЦИЯ VI

«БУДУЩАЯ ЗЕМЛЯ» И ИНИЦИАТИВА «БУДУЩЕЕ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ»

Long decreased/increased water flow periods in large rivers of Russia

Georgiadi A.G., Kashutina E.A.

Institute of Geography RAS, Moscow, Russia
E-mail: georgiadi@igras.ru

On the basis of the analysis of long-term series of annual and seasonal water flow of large rivers of Russia (Volga near Volgograd, Don at Razdorskaya, Yenisei at Igarka and Lena at Kyusyur), covering the periods starting from 1870th on the rivers of the Russian plain and from 1930th on the Siberian rivers, long-term periods of their increased and decreased values (relative to the mean flow calculated for the whole periods of observations) were revealed. The boundaries of such contrast phases were determined on the basis of normalized cumulative deviations curves and a number of parametric and nonparametric criteria of statistical homogeneity of data series. The duration of phases varies from 20-25 to many decades (for the flow of low-water seasons of the Volga and Don). At the same time, as a rule, on the Volga and the Don, the phases of decreased flow were longer than the phases of increased flow (this is especially typical for low-water seasons). The revealed contrast phases are characterized by a statistically significant difference between annual and seasonal water flow. It is from 10 to 65%. In the phase of increased flow, the frequency of high-water years significantly exceeds the frequency of low-water years and vice versa.

Длительные периоды пониженного/повышенного стока на крупных реках России

Георгиади А.Г., Кашутина Е.А.

Институт географии РАН, Москва, Россия
E-mail: georgiadi@igras.ru

ВВЕДЕНИЕ

Как показывают исследования, многолетние изменения годового и сезонного стока рек характеризуются периодами (фазами по принятой в отечественной гидрологии терминологии) его пониженных и повышенных значений разной продолжительности. Важно, в том числе для прогностических целей, что удастся выявить долговременные контрастные фазы продолжительностью 15-20 и более лет. Они наблюдаются на фоне соответствующих изменений климата. Антропогенные факторы значительно изменяют сток этих фаз.

Авторы статьи на протяжении ряда лет проводили исследования фаз пониженного/повышенного стока (относительно среднего многолетнего значения, рассчитанного для всего периода наблюдений) крупных рек Северной Евразии [1-4].

В статье приведены результаты сравнения характеристик контрастных фаз крупнейших рек Русской равнины (Волги и Дона) и Сибири (Енисея и Лены) за период инструментальных наблюдений (с 1870-х на реках Русской равнины и с 1930-х на сибирских реках).

МЕТОДЫ АНАЛИЗА РЯДОВ ГОДОВОГО И СЕЗОННОГО СТОКА

Подход к анализу долговременных фаз многолетних изменений годового и сезонного стока, обусловленных изменениями климата, основан на его восстановлении (исключении из него изменений, обусловленных антропогенным воздействием), на использовании разностно-интегральных кривых, критериев статистической однородности средних значений стока и анализе характеристик выявленных фаз контрастной водности.

Разностно-интегральные кривые представляют собой нарастающую сумму отклонений какой-либо характеристики от ее среднего многолетнего значения, рассчитанного для всего периода наблюдений. Зачастую отклонения нормируются на коэффициент вариации для сравнения временных изменений разнородных характеристик. Разностно-интегральные кривые позволяют выявить долговременные периоды (фазы), в течение которых существенно чаще встречаются значения характеристики ниже или выше ее среднемноголетнего значения (на рис. 1 приведен пример контрастных фаз).

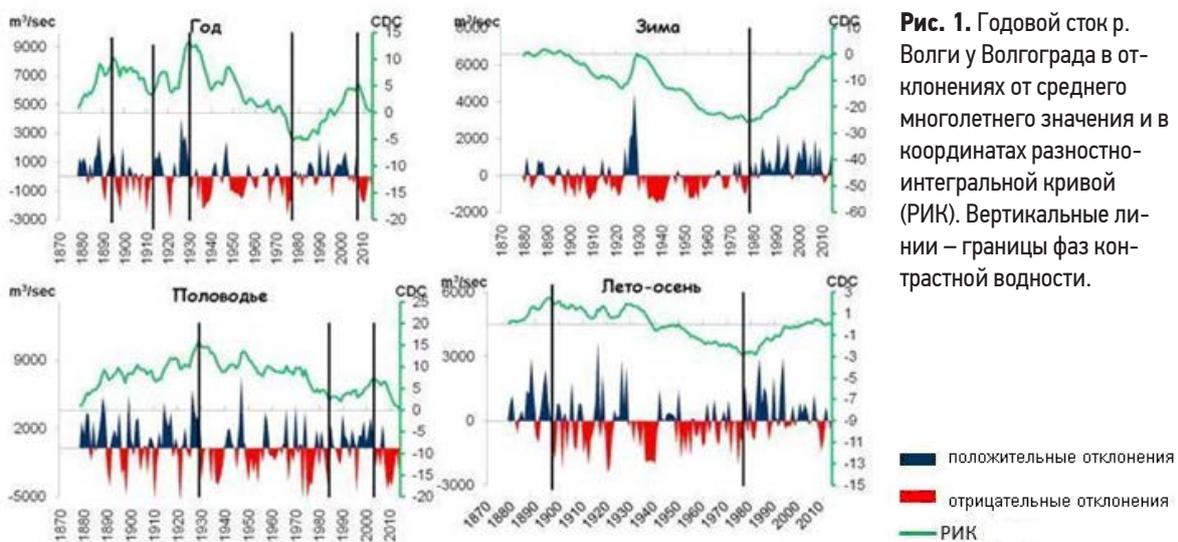


Рис. 1. Годовой сток р. Волги у Волгограда в отклонениях от среднего многолетнего значения и в координатах разностно-интегральной кривой (РИК). Вертикальные линии – границы фаз контрастной водности.

Границы гидрологических сезонов (половодье, меженные сезоны) были определены на основе гидрографов стока, построенных за весь период наблюдений. Использовались также сведения о среднемноголетних датах начала и окончания половодья и ледостава.

При восстановлении условно-естественного стока учитывается, что многолетние гидрологические ряды рассматриваемых рек неоднородны с точки зрения воздействия на него антропогенных факторов и состоят из двух частей. Первая часть ряда включает в себя многолетние данные, относящиеся к периоду до начала заметного воздействия антропогенных факторов. Вторая часть состоит из многолетнего ряда, ежегодный сток в котором изменен в разной степени в результате воздействия антропогенных факторов (главным образом, водохранилищ). Сток этого периода восстанавливался двумя методами.

Один из них [2], который был использован для восстановления стока Волги и Дона, исходит из регрессионных связей между стоком главной реки и стоком рек-индикаторов климатических условий (притоков и верхних частей главной реки), характеризующихся относительно слабыми антропогенными нарушениями водного режима. Исследования фаз Енисея и Лены были основаны на многолетних рядах среднесуточных расходов воды, восстановленных [5] на основе метода трансформации гидрографа стока, в основе которого используется функция влияния Г.П. Калинина и П.И. Милюкова.

Часть многолетних рядов стока, восстановленных одним из указанных выше способов, объединялась с другой его частью, сток которой не был заметно нарушен антропогенным воздействием. Так компоновались общие ряды условно-естественного стока.

Временная граница смены долговременных фаз повышенных/пониженных значений стока, определяется на основе выявления минимальных и максимальных значений координат разностно-интегральных кривых в комбинации с критерием Стьюдента. Кроме того, использовались также такие критерии статистической однородности рядов по их средним значениям как Mann-Whitney-Pettit test, cumulative deviation test и sequential regime shift detector С.Н. Родионова. Долговременным фазам повышенной водности соответствует однонаправленная многолетняя тенденция увеличения ординат разностно-интегральной кривой, а фазам пониженной водности – уменьшения ее ординат. На фоне таких длительных тенденций наблюдаются более короткопериодные изменения стока. Отметим, что опреде-

ление границ смены фаз на основе использования упомянутых выше статистических критериев, показало, что они, как правило, совпадают или весьма близки к результатам, полученным по разностно-интегральным кривым

ДОЛГОВРЕМЕННЫЕ ФАЗЫ МНОГОЛЕТНИХ ИЗМЕНЕНИЙ УСЛОВНО-ЕСТЕСТВЕННОГО ГОДОВОГО И СЕЗОННОГО СТОКА

В течение периодов инструментальных наблюдений для стока зимнего периода (на всех рассматриваемых реках), летне-осеннего стока (на реках Русской равнины), стока половодья и годового стока рек Сибири выделяются две основные долговременные фазы. Фаза их пониженного стока приурочена к началу периода наблюдений, а сменившая ее фаза повышенного стока начинается в 1970-1980-х годы (что близко к началу современного глобального потепления климата), которая продолжается до 2000-х годов. Для стока половодья Дона также характерны две продолжительные фазы. Только сначала (с 1870-х годов) наблюдалась фаза повышенного стока, сменившаяся затем (с 1972 г.) фазой его пониженных значений. На Волге же с 1870-х годов также наблюдалась фаза повышенного стока половодья, однако она уже в 1930-е годы сменилась на фазу его пониженной водности, а с 1980-х годов снова наступила фаза повышенного стока.

Временная граница смены фаз контрастной водности заметно варьирует для годового стока и стока гидрологических сезонов как на одной реке, так и от одной реки к другой (см. рис. 1).

ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ФАЗ

Продолжительность фаз варьирует от 20-25 до 90 (для межлетнего стока на Волге и Дону) лет. Как правило, длительность фаз пониженной водности превышает и зачастую значительно продолжительность фаз повышенной водности, особенно для межлетнего стока Волги и Дона.

РАЗЛИЧИЯ В СТОКЕ КОНТРАСТНЫХ ФАЗ

Разница (относительно значений характерных для фазы снижения стока) среднего многолетнего условно-естественного стока между долговременными фазами его повышенных и пониженных значений на Волге и Дону достигает соответственно для годового стока более 12-18%, стока половодья 12 и 65%, зимнего стока около 35% и 53%, а летне-осеннего стока 21 и 52%. На Сибирских реках наибольшие различия условно-естественного стока в фазы его повышенной и пониженной водности достигают на Енисее зимой (более 40%). Тогда как разница годового стока и стока половодья в эти фазы более заметна на Лене, хотя и на других реках она значительна.

ЧАСТОТНАЯ СТРУКТУРА СТОКА В ФАЗЫ ПОВЫШЕННОГО И ПОНИЖЕННОГО СТОКА

На Волге и Дону выявлены кардинальные различия в соотношении числа многоводных и маловодных лет, характерных для долговременных фаз повышенного (ФВС) и пониженного (ФНС) годового и сезонного стока. К многоводным относились годы, в которые годовой и сезонный сток был равен или больше стока, соответствующего 25% обеспеченности, а к маловодным - когда годовой и сезонный сток был равен или меньше стока, соответствующего 75% обеспеченности.

Так, в течение фазы повышенного годового стока, стока половодья, зимней и летне-осенней межени (рис. 2) число многоводных лет составляет соответственно на Волге 30, 26, 53 и 42% (от общего числа лет в ФВС), а на Дону 44, 35, 63 и 59%. Тогда как доля маловодных лет в течение ФВС оказалась значительно ниже. На Волге она составляла соответственно 12, 19, 13 и 18%, а на Дону – 18, 7, 9, 10%. В условиях ФНС наблюдалась обратная картина.

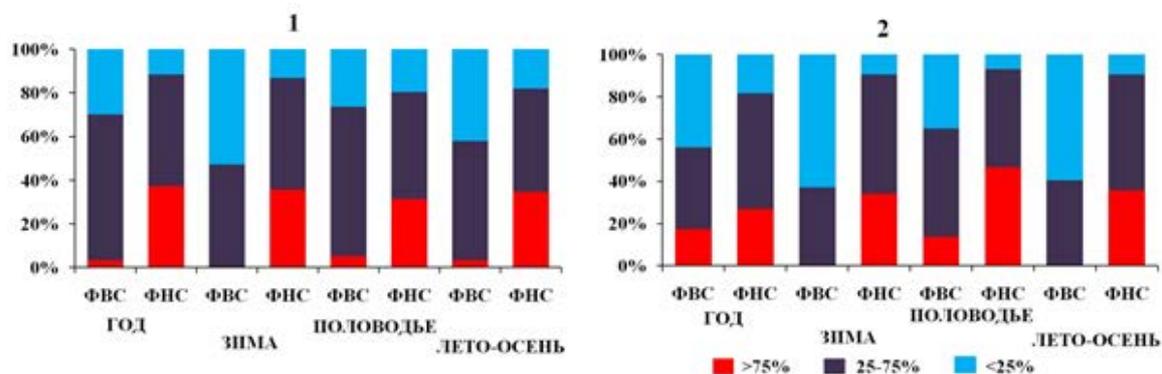


Рис. 2. Доля числа лет с разной водностью в течение фаз повышенного (ФВС) и фаз пониженного стока (ФНС). 1 – Волга – Волгоград, 2 – Дон – Раздорская.

При этом суммарная доля маловодных и многоводных лет достаточно стабильна и составляет преимущественно 40-60%. Соответственно, доля расходов воды, попадающих в диапазон от 25 до 75 % обеспеченности, также достаточно устойчива и варьирует примерно в тех же пределах (40-60%). При этом доля таких лет для годового стока и стока половодья больше в ФВС, чем в ФНС (за исключением годового стока Дона). И напротив, доля лет, попадающих в указанный диапазон, для стока зимы и летне-осенней межени больше в ФНС, чем в ФВС (за исключением летне-осеннего стока Волги).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В течение периодов инструментальных наблюдений для стока зимнего периода (для всех рассматриваемых рек), летне-осеннего (для рек Русской равнины), стока за половодье и за год для рек Сибири выделяются две основные долговременные фазы (за исключением годового стока Дона), одна из которых - фаза пониженного стока приурочена к началу периода наблюдений, а сменившая ее фаза повышенного стока начинается в 1970-1980-е годы (что близко к началу современного глобального потепления климата).

Для стока половодья реки Дона также характерны две продолжительные фазы, но первая из них (с 1870-х годов) характеризовалась повышенным стоком, после которой (с 1972 г.) наступила фаза его пониженных значений. На Волге же сначала (с 1870-х годов) также наблюдалась фаза повышенного стока половодья, однако уже в 1930-е годы она сменилась на фазу пониженного стока, а с 1980-х годов снова наступила фаза повышенного стока. С середины 1990 – начала 2000-х гг. на Волге, а также на реках большей части ее бассейна, по-видимому, наметилась тенденция к переходу к фазе пониженного годового стока, стока половодья и летне-осенней сезона.

Временная граница смены фаз повышенного и пониженного стока заметно варьирует для годового стока и стока гидрологических сезонов как на одной реке, так и от одной реки к другой. Их продолжительность также весьма различна и находится, в основном, в широком диапазоне от 20-25 до многих десятилетий (для зимнего и летне-осеннего стока рек Волги и Дона). Средний сток контрастных фаз отличается между собой на 10-65%. В фазы повышенного стока количество многоводных лет значительно превышают число маловодных лет и наоборот.

Исследования выполнены в рамках Госзадания 0148-2019-0007 и были поддержаны РФФИ гранты 17-05-00948, 18-05-60240.

Литература:

1. Георгиади А.Г., Кашутина Е.А. Долговременные изменения стока крупнейших сибирских рек // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2016. № 5. С. 70-81.
2. Георгиади А.Г., Коронкевич Н.И., Милюкова И.П., Кашутина Е.А., Барабанова Е.А. Современные и сценарные изменения речного стока в бассейнах крупнейших рек России. Часть 2. Бассейны рек Волги и Дона. М.: Макс Пресс, 2014. 214 с. ISBN: 978-5-317-04737-5
3. Георгиади А.Г., Коронкевич Н.И., Милюкова И.П., Кислов А.В., Анисимов О.А., Барабанова Е.А., Кашутина Е.А., Бородин О.О. Сценарная оценка вероятных изменений речного стока в бассейнах крупнейших рек России: Часть 1. Бассейн реки Лены. Институт географии РАН. М.: МАКС Пресс, 2011. 179 с. ISBN: 978-5-317-03822-9
4. Georgiadi A.G., Kashutina E.A., Milyukova I.P. Long-term Changes of Water Flow, Water Temperature and Heat Flux of the Largest Siberian Rivers // Polarforschung. 2018. 87 (2). 167-176.
5. Shiklomanov A.I., Golovanov O., Lammers R.B., Tretjakov M., Yang D. Dam. Reservoir-Induced Hydrological Changes in Large Siberian Rivers // American Geophysical Union, Fall Meeting 2011. Abstract #C31B-06, 2011.



Влияние антропогенного потока тепла на мезомасштабные атмосферные процессы

^{1,2}Гинзбург А.С.

¹ Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

² Московский технологический институт, Москва, Россия

E-mail: gin@ifaran.ru

В докладе представлены результаты, полученные в рамках выполнения проекта РНФ «Анализ влияния региональных изменений климата на энергопотребление городского хозяйства мегаполисов России». Основное внимание уделено исследованиям взаимосвязи энергопотребления городского хозяйства и локальных климатических изменений.

Основным фактором воздействия городов на мезомасштабные атмосферные и климатические процессы являются антропогенные потоки тепла (АПТ), обусловленные всеми видами источников тепловой энергии на урбанизированных территориях – от промышленности до метаболизма жителей.

В Лаборатории математической экологии Института физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН выполнен цикл работ по эмпирической оценке антропогенных потоков тепла в крупнейших городских агломерациях мира. Метод этой эмпирической оценки основан на использовании наиболее достоверных данных о населении и энергопотреблении городского хозяйства мегаполисов.

Расчет влияния энергопотребления урбанизированных территорий на мезомасштабные атмосферные процессы осуществлён с модели COSMO-CLM с блоком TERRA_URB, для чего осуществлена регистрация в ассоциации COSMO в группах COSMO-CLM и SOILVEG и адаптация модели к вычислительным возможностям ИФА РАН. Расчеты показали, что из всех составляющих баланса энергии на урбанизированных территориях именно антропогенные потоки тепла определяют процессы формирования и трансформации городского острова тепла, особенно в холодный период года.

Антропогенные потоки тепла также оказывают заметное влияние на ветровой режим мегаполиса. В случае московской агломерации средняя скорость ветра увеличивается более чем на 1 м/с, при этом преобладающее направление ветра меняется незначительно.

В свою очередь, региональная атмосферная адвекция существенно влияет на интенсивность городского острова тепла, усиление или ослабление обратных связей между температурным режимом и энергопотреблением урбанизированных территорий.

Эти обратные связи могут быть как отрицательными, так и положительными, а их значимость существенно зависит от климата и рельефа региона, системы тепло- и электроснабжения города и других факторов. Отрицательная обратная связь возникает в отопительный период, а положительная в период кондиционирования помещений.

Работа выполнена при поддержке РНФ (Проект № 16-17-00114 «Анализ влияния региональных изменений климата на энергопотребление городского хозяйства мегаполисов России»).

The anthropogenic heat flux impact on mesoscale atmospheric processes

^{1,2}Ginzburg A.S.

¹ A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

² Moscow Technological Institute, Moscow, Russia

E-mail: gin@ifaran.ru

Abstract. Anthropogenic heat flux above urbanized territories around the world very strongly affects mesoscale atmospheric processes. The anthropogenic heat fluxes within the largest urban agglomerations of the world could be estimated by empirical assessment, based on the use of the most reliable data on the population and energy consumption of the urban economy of megacities. Regional atmospheric advection significantly affects the intensity of the urban heat island, strengthening or weakening the feedback between the temperature regime and the energy consumption of urbanized territories. Calculation of the influence of energy consumption in urban areas on mesoscale atmospheric processes was carried out from the COSMO-CLM model with the TERRA_URB scheme. It is shown, that anthropogenic heat fluxes have a noticeable effect on the wind regime of the megalopolis. In the case of the Moscow agglomeration, the average wind speed increases by more than 1 m/s, while the prevailing wind direction changes slightly.

INTRODUCTION

The main factor of urban influencing on mesoscale atmospheric and climatic processes are anthropogenic heat fluxes (AHF) caused by all types of sources of thermal energy in urbanized areas - from industry to residents' metabolism. According to [1, 2], urban effects are in the middle of the characteristic time and horizontal length scales of atmospheric processes.

The paper presents the results obtained mainly in the framework of the project of the Russian Science Foundation "Analysis of an impact of the regional climate change on the residential and commercial energy consumption of Russian megacities". The main attention is paid to the study of the relationship of urban energy consumption and local climate changes.

In the Laboratory of Mathematical Ecology of the A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics (IAPh) RAS has performed a series of studies on the empirical assessment of anthropogenic heat fluxes in the largest urban agglomerations of the world. The method of this empirical assessment is based on the use of the most reliable data on the population and energy consumption of the urban economy of megalopolises.

Calculation of the influence of energy consumption in urban areas on mesoscale atmospheric processes was carried out from the COSMO-CLM model with the TERRA_URB scheme, for which registration was made in the COSMO association in the COSMO-CLM and SOILVEG groups and the model was adapted to the computing capabilities of the IAPh RAS. Calculations have shown that of all the components of the energy balance in urban areas, it is anthropogenic heat fluxes that determine the processes of formation and transformation of the urban heat island, especially in the cold season.

ANTHROPOGENIC HEAT FLUXES IN URBAN AGGLOMERATIONS

Were well known, that large cities create its own climate and anthropogenic heat fluxes play a crucial role in the formation and dynamics of the urban climate. However, obtaining reliable data on the magnitudes and spatio-temporal distribution of anthropogenic heat fluxes in megacities of various countries of the world faces many difficulties.

One of them is different anthropogenic heat sources exist on urban territories: electric and heat production energy consumption, transport, boilers, and even human metabolism. Electric energy usually is generating outside of the urban territories and this AHF source is not including in city statistical data. Another difficulty - administrative boundaries of the city very often include not only downtowns, business and residential blocks, but also industrial and suburban territories.

Due to those problems the main methods for AHF estimating are the following:

1. direct (in-situ) measurements of the heat fluxes at the level of roofs;
2. inventory and summing of all consumers of the heat and electric energy in the city with account for the population size and means of transport, length of roads, and engineering communications;
3. remote satellite measurements of the heat radiation fluxes and separation of the anthropogenic fluxes based on the local meteorological data.

The most popular method for AHF estimating is the second one (see, for example [3, 4]):

$$Q_a = Q_v + Q_b + Q_m \quad (1),$$

where Q_a is total AHF, Q_v – heat generated by vehicles, Q_b - heat from buildings, and Q_m - human metabolism.

The alternative method was proposed in [5, 6]. It based on the use of the most reliable data on the population and energy consumption of the urban economy. In this case

$$Q_a = k \cdot PD \cdot EC \quad (2),$$

where PD is the population density within the urban administrative boundaries, EC is the energy consumption per capita in the country. If Q_a is describing in W/m^2 , PD in people per sq. km, and EC in kg o.e., the coefficient will be $k = 1.325$.

The articles [5, 6] noted that according to the World Bank estimation made in 2012, the Earth population exceeded 7 billion people, each of which consumes on average 1.85 tons of oil equivalent (o.e.) energy per year.

Fig. 1 shows the AHF spatial distribution within Moscow and Beijing regions and within New York and California states calculated by formula (2).

AHF EFFECT ON TEMPERATURE AND WIND REGIME

Numerical modeling of the anthropogenic heat flux impact on the air temperature and wind within Moscow region made by using the COSMO-CLM model coupled with TERRA-URB surface energy balance scheme [7, 8]. The model and energy balance scheme were adopted to the capabilities of the IAPh cluster (see [9]). The calculations were carried out on two nested domains in the European part of Russia. Each of these domains contains 10,000 cells of a horizontal grid corresponding to a size of 17x17 km and 5x5 km, 40 layers

in the atmosphere and 9 layers in the underlying layer. Calculating a day for these domains using two quad-core processors of the IAPH cluster takes approximately 10 and 30 minutes of computational time, respectively. For calculations were used a typical AHF spatial distributions for Moscow region from TERRA-URB surface energy balance scheme shown at Fig. 2 for both nested domains.

Fig. 3 shows some results of temperature and wind fields modeling during years of 2016 and 2017.

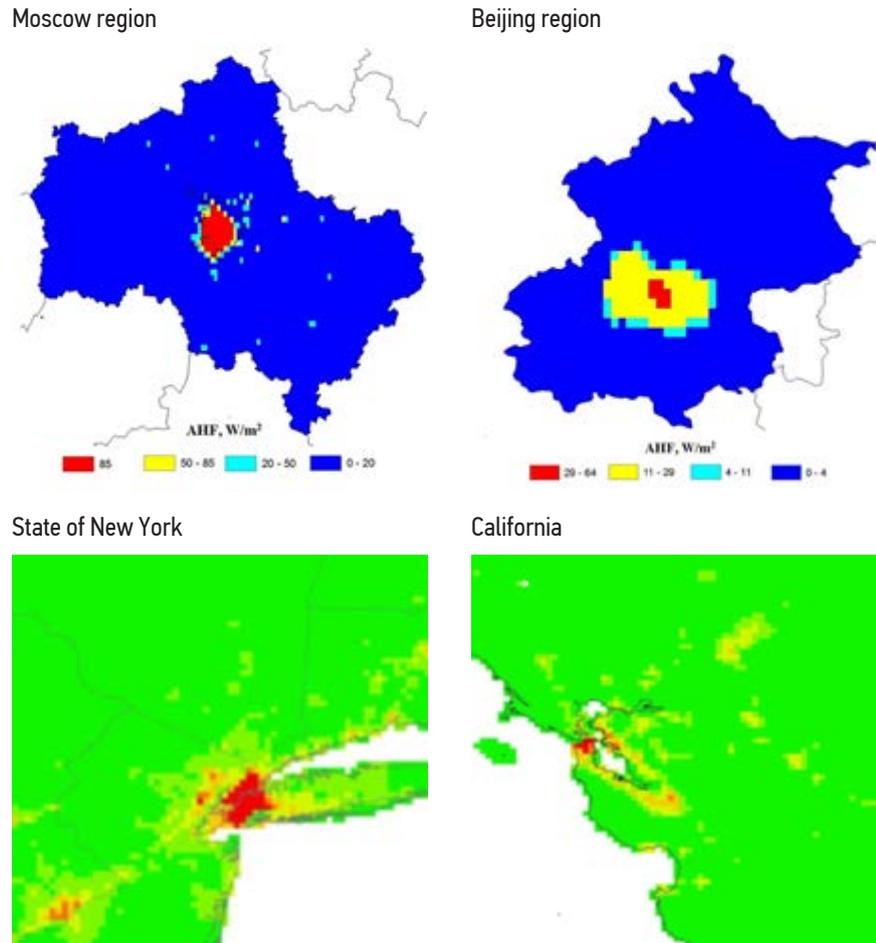


Fig. 1. AHF (W/m^2) within different urbanized areas.

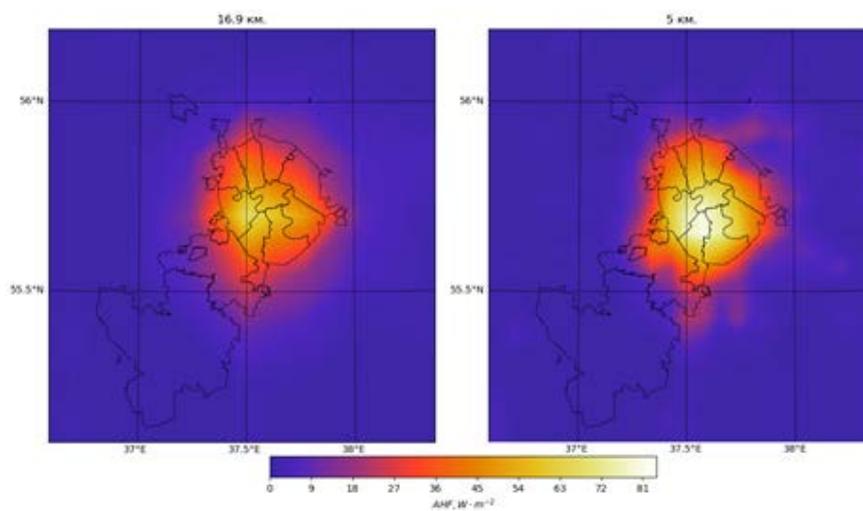
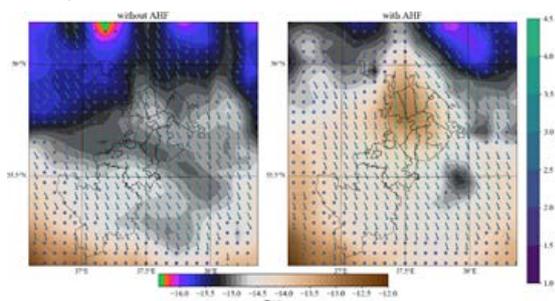
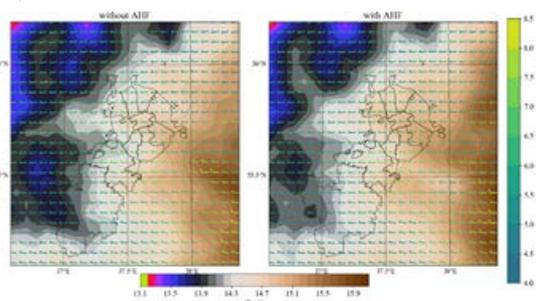


Fig. 2. AHF for Moscow region taken from COMO-CLM with different cell size (16.9x16.9 km – left and 5x5 km – right).

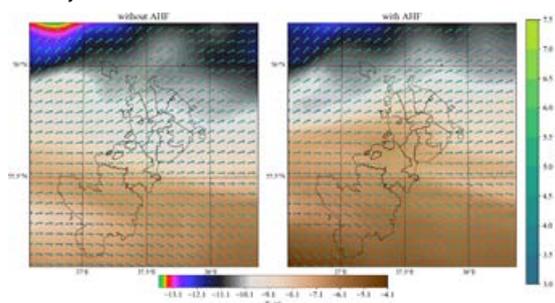
January 5, 2016



July 5, 2016



January 5, 2017



July 6, 2017

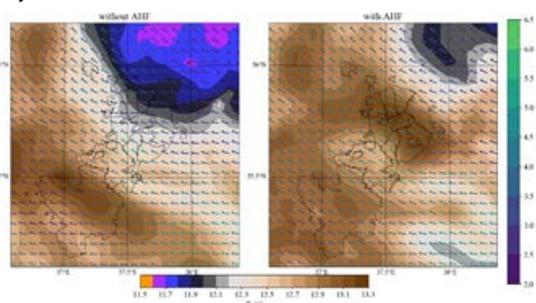


Fig. 3. Results of temperature and wind fields modeling (without AHF – left, with AHF – right).

CONCLUSION

Anthropogenic heat fluxes are the main factor of urban heat island creation [3-6], AHF also have a noticeable effect on the wind regime of the megalopolis. In the case of the Moscow agglomeration, the average wind speed increases by more than 1 m/s, while the prevailing wind direction changes slightly.

In turn, regional atmospheric advection significantly affects the intensity of the urban heat island, strengthening or weakening the feedback between the temperature regime and the energy consumption of urbanized territories.

These feedbacks can be both negative and positive, and their significance substantially depends on the climate and relief of the region, the heat and power supply systems of the city and other factors. Negative feedback occurs during the heating period, and positive during the indoor air conditioning period [10, 11].

Anthropogenic heat fluxes are very strongly interconnected with characteristics of heating period [12] and with carbon footprint of large cities [13].

Acknowledgment. The author wishes to acknowledge the assistance and encouragement received from his colleagues – S Dokukin, P Demchenko, I Belova, and G Alexandrov (Jn.)

The investigation is supported by the Russian Science Foundation (Project No. 16-17-00114 "Analysis of an impact of the regional climate change on the residential and commercial energy consumption of Russian megacities").

References:

1. Orlanski, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*. 1975. 56 (5): 527–530.
2. Markowski P., Richardson Y. *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Wiley-Blackwell. 2010. 414 p.
3. Flanner M.G. Integrating anthropogenic heat flux with global climate models // *Geophysical Research Letters*. 2009. V. 36. № 2. L02801, doi:10.1029/2008GL036465.
4. Allen L., Lindberg F., Grimmond C.S.B. // *Intern. J. Climatol*. 2011. V. 31. Iss. 13. P. 1990–2005.
5. Ginzburg, A.S., Belova, I.N., Raspletina N.V. Anthropogenic heat fluxes in urban agglomerations // *Dokl. Earth Sci*. 2011. V. 439. P. 1006–1009
6. Aleksandrov G.G., Belova, I.N., Ginzburg, A.S. Anthropogenic heat flows in the capital agglomerations of Russia and China // *Doklady Earth Sciences* 2014. 457(1), 850-854
7. <http://www.cosmo-model.org>
8. <http://www.clm-community.eu>
9. Ginzburg A.S., Dokukin S.A. Numerical modeling of anthropogenic heat flux impact on air temperature in Moscow in wintertime // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 2018, v. 211. 012019. doi:10.1088/1755-1315/211/1/012019
10. Ginzburg A.S., Demchenko P.F. Air temperature and energy consumption feedbacks within urbanized areas. *Izv., Atmos. Ocean. Phys.* 2017. V. 53. No 5. P. 487–494.

11. Demchenko, P.F., Ginzburg, A.S. Influence of feedbacks in the climate–energetics system on the intensity of an urban heat island. *Izv., Atmos. Ocean. Phys.* 2018. V. 54. No 4. P. 313-321. DOI: 10.1134/S0001433818040217
12. Belova, I.N., Ginzburg, A.S., Krivenok, L.A. Heating seasons length and degree days trends in Russian cities during last half century. *Energy Procedia.* 2018. V. 149. P. 373-379. DOI: 10.1016/j.egypro.2018.08.201
13. Alexandrov, G.G., Ginzburg, A.S. Anthropogenic impact of Moscow district heating system on urban environment *Energy Procedia.* 2018. V. 149.P. 161-169. DOI: 10.1016/j.egypro.2018.08.180

Quantitative assessment of spatiotemporal effects of climate variation and human activities on global grassland degradation in long time

Jianlong LI, Yangyang LIU

School of Life Sciences, Nanjing University, Nanjing, P. R. of China

Abstract: While quantitative assessment of ecosystems degradation is quite addressed in the literature, quantitatively separating the relative contribution of climate variation and human activities to grassland ecosystem degradation is still limited, although well recognized as a key knowledge for a better understanding of the degradation mechanisms and for more efficient control of degradation processes. In this study, actual net primary productivity (ANPP) was selected as an indicator to investigate the grassland dynamics from 2000 to 2013. In addition, potential NPP (PNPP) and human-induced NPP (HNPP), which was calculated as the difference between PNPP and ANPP, were used to differentiate the relative impacts of climate variation and human activities on grassland degradation/restoration, respectively. Results showed that 60.94% of the total global area of grassland experienced restoration over the study period, with an increase in NPP by 1864.81 Tg C across the globe. The restored areas induced by climate variation and human activities accounted for 45.73% and 34.99% with an increases in NPP by 852.75 Tg C and 652.50 Tg C, respectively. By contrast, nearly 39.06% of the global grassland area experienced degradation. This degradation is associated with a noticeable decrease in ANPP by 325.53 Tg C. While 45.45% of the degraded grassland areas were influenced by climate variation, human activities were accounted for around 40.11% of this degradation. The relative effect of the two factors (i.e. climate variation and human activities) on grassland changes was found to vary greatly among the studied six continents. While human activities exerted larger impacts than climate variation on grassland degradation in North America and Europe, climate variation was the dominant factor for grassland restoration in Asia, Europe, Oceania and North America, which can be mainly attributed to the increase in precipitation during the study period. The findings of the current study improve our understanding of the relative impacts of climate variation and human activities on grassland degradation and restoration at the global scale.

1. INTRODUCTION

Grassland ecosystems are one of the most globally widespread types of vegetation, covering approximately 25% of the earth's terrestrial area. This vegetation type is playing a major role for food security as an essential resource for ruminant milk and meat production (Scurlock and Hall, 1998). Moreover, grassland ecosystems, with a carbon sink capacity of 0.5 Pg C/yr (He et al., 2015; Scurlock et al., 2002), hold nearly 20% of the global carbon storage. This makes this type of ecosystems to be considered as one of the most important terrestrial carbon sinks that play an essential role in balancing atmospheric greenhouse gas concentration through further carbon sequestration (Chen et al., 2016; Scurlock and Hall, 1998). However, human activities coupled with extreme climate phenomena have aggravated the ecological deterioration of these ecosystems (Zhang et al., 2016). Beside its impacts on the global and regional carbon balance, grassland degradation can also affect the grassland productivity and food production (Cai et al., 2015). Taking Qinghai-Tibet Plateau (QTP) as an example, nearly 38.8% of its grassland area has degraded during 2001-2013, which lead to a total productivity loss of 14183.76 Gg C (Wang et al., 2016). Against this background, we used ANPP derived from the products Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) satellite to evaluate the global grassland degradation status over 2000-2013. Moreover, PNPP simulated by Thornthwaite memorial model and HNPP estimated as the difference between PNPP and ANPP were used to quantify the relative impacts of climate variation and human activities on grassland degradation/restoration. To bridge the knowledge gap mentioned above, the present study primarily aims to: (1) investigate the spatial-temporal characteristics of grassland degradation dynamics across the globe from 2000 to 2013; (2) identify the variations of area, mean ANPP, and total ANPP due to grassland changes at continental level; (3) differentiate between the global grassland

degradation/restoration induced by human activities and that resulted from climatic variation over 2000-2013, and determine the main drivers worldwide. The findings of the current research provide theoretical and methodological bases for policy-making, which, consequently, have several implications for optimizing grassland management measures and toward more sustainable development of grassland ecosystems.

2. MATERIALS AND METHODS

The datasets used in this study consist of land cover, temperature, precipitation and NPP data, which were obtained from many public-domain sources. The MODIS NPP data are available only for the years after 2000, whereas the temperature and precipitation dataset across the globe derived from Climate Research Unit have a time frame that extends from 1901 to 2013 (Gang et al., 2016). Therefore, the selection of the study time period during 2000-2013 can ascribe to the availability of the different data sources for the same time period (Khalifa et al., 2017).

2.1. Grassland covers type data

The global land cover data was obtained from the MODIS Terra Aqua Combined Land Cover product MCD12Q1, which can be downloaded at <http://modis-land.gsfc.nasa.gov/landcover.html/>.

2.2. Meteorological data

The meteorological data (i.e. temperature and precipitation) used herein were obtained from the Climate Research Unit product (<http://www.cru.uea.ac.uk/>), which were provided by the British Atmospheric Data Centre.

2.4. Slope of grassland NPP and climate variables

Linear regression analysis was used to detect the spatial-temporal variation of all variables (i.e. ANPP, PNPP, HNPP, MAT and MAP) from 2000 to 2013 at the pixel level (Gang et al., 2018; Zhang et al., 2018b). The slope of the regression analysis was estimated using the following equation:

$$Slope = \frac{n \times \sum_{i=1}^n (i \times Var_i) - (\sum_{i=1}^n i)(\sum_{i=1}^n Var_i)}{n \times (\sum_{i=1}^n i^2) - (\sum_{i=1}^n i)^2} \quad (3)$$

The significance of the grassland dynamics is determined by the F-test to represent the confidence level of variation. Then, the variation trend in grassland ANPP was classified into the following 6 categories. On the other hand, grassland dynamics were classified to six levels based on the results of F-test to reflect the degree of grassland degradation or restoration (Table 1).

Table 1. Six levels for reflecting the degree of grassland degradation or restoration.

Grassland status	Slope and p	Dynamics	Degree of grassland change
Grassland restoration	Slope>0; p>0.05	NSI	Slight restoration
	Slope>0; 0.01<p<0.05	SI	Moderate restoration
	Slope>0; p<0.01	ESI	Obvious restoration
	Slope<0; p<0.01	ESD	Severity degradation
Grassland degradation	Slope<0; 0.01<p<0.05	SD	Moderate degradation
	Slope<0; p>0.05	NSD	Slight degradation

3. RESULTS AND ANALYSIS

3.1. Grassland degradation or restoration dynamics from 2000 to 2013

The spatial distribution of grassland degradation or restoration dynamics across the globe is shown in Fig.1. Globally, nearly 39.06% of the total grassland area experienced degradation from 2000 to 2013, to the extent of $228.95 \times 10^5 \text{ km}^2$. Specifically, the regions of grassland that were affected by slight degradation are mostly concentrated in southern region of Africa, such as Angola, Zambia, Tanzania and Mozambique, as well as Central Asia, the central and western parts of Australia, the southwestern of North America, and the southern of South America, which occupy 34.78% of the total grassland area. The moderate degradation is mostly located in most parts of Kazakhstan, Malawi, Angola, Zambia, and scattered in Argentina, accounting for 3.01% of the total grassland area. Statistics shows that only 1.26% of the total area has experienced severe degradation. These areas are mostly observed in the northern and southern parts of Argentina, the western part of Kazakhstan, the central part of Chile, Uruguay, as well as in Malawi and Zambia in southern Africa. On the contrary, the restored grasslands area is estimated as $357.21 \times 10^5 \text{ km}^2$, which accounts for 60.94% of the total grassland area. Regions of grassland that showed slight restoration are mostly concentrated in the northern and southwestern parts of North America, the most regions of Brazil, the southern coastal regions of Africa, the eastern region of Australia, Turkey, Mongolia, and the northern of Russia, which covers an areas of around

48.95% of the total grassland area. The grassland that experienced moderate restoration represents approximately 7.09% of total grassland area, distributed mainly in the northwest of Canada, the central part of Brazil, the eastern region of Russia, and the northeastern part of Australia, as well as scattered in many locations in the central region of Africa, and the Qinghai Tibet Plateau. The regions of grassland that exhibited obvious restoration occupy nearly 4.90% of total grassland area, which are predominantly concentrated in the southern of Sudan, Central African Republic, Guinea, Mali, the central region of Brazil, the eastern margin of Qinghai Tibet Plateau, the central parts of Inner Mongolia and the Siberia prairie region of Russia. For grassland degradation, the largest area of degraded grasslands with an area of $67.28 \times 10^5 \text{ km}^2$ was recorded in Asia, followed by Africa ($59.69 \times 10^5 \text{ km}^2$), Oceania ($34.99 \times 10^5 \text{ km}^2$) and South America ($33.71 \times 10^5 \text{ km}^2$), whereas the least grassland degradation was observed in Europe ($7.05 \times 10^5 \text{ km}^2$). With regard to losses of ANPP, the total global grassland ANPP was found to be decreased by up to 325.53 Tg C because of grassland degradation for the period 2000 to 2013. Specifically, the largest grassland total ANPP loss was found in Africa (67.89 Tg C), followed by South America (25.54 Tg C). Oceania, with a total ANPP loss of 23.25 Tg C, shows the third largest ANPP loss, and followed by Asia (15.85 Tg C) and North America (14.70 Tg C). The lowest total ANPP loss was observed in Europe (1.74 Tg C).

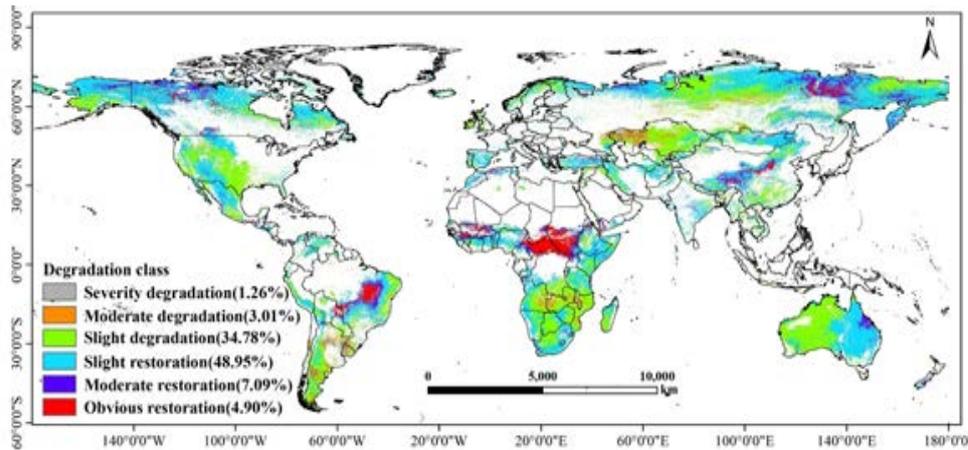


Fig. 1. Dynamics of grassland degradation or restoration across the globe from 2000 to 2013.

In terms of grassland restoration, the total area of the restored grasslands among these six continents followed a decreasing order of: Asia ($106.44 \times 10^5 \text{ km}^2$) > Africa ($92.48 \times 10^5 \text{ km}^2$) > North America ($69.88 \times 10^5 \text{ km}^2$) > South America ($35.71 \times 10^5 \text{ km}^2$) > Oceania ($33.82 \times 10^5 \text{ km}^2$) > Europe ($13.23 \times 10^5 \text{ km}^2$). The grassland total ANPP showed an increase by around 1864.81 Tg C due to the grassland restoration over the whole study period. The largest total ANPP increment was observed in Africa, to the extent of 739.43 Tg C, followed by South America (507.34 Tg C). Similarly, Europe also had the lowest total ANPP increment (41.74 Tg C) among these continents. For the rest of the continents, the total ANPP of restored grassland was increased by 283.53 Tg C, 211.66 Tg C and 212.34 Tg C in Asia, Oceania and North America, respectively. Apparently, the total ANPP change of restored or degraded grasslands is not in line with the variation of grassland area in these six continents, which can be primarily ascribed to the difference of the total area of changed grasslands and the mean ANPP. For example, the largest area of restored grassland was observed in Asia, whereas the maximum total ANPP increments were recorded in Africa at 739.43 Tg C.

3.2. Contribution of climate and human factors to grassland degradation

According to the aforementioned four degradation scenarios, the relative roles played by climate and human factors in grassland degradation were also evaluated quantitatively (Fig.2). Spatially, the climate-dominated degradation (CDD) regions are apparently observed in Central Asia, the central region of Western Siberia plain, Yunnan and Guangxi provinces in China, the central parts of Australia, the southern parts of Southern Africa and the southwestern region of North America. The regions where human activities contributed to grassland degradation (HDD) are mainly concentrated in the Far East of Russia, the Mongolia plateau, the northwest of Europe, the coastal zone of Western Australia, most of the southern Africa, and the Alaska and Rocky Mountains in the United States. Moreover, the regions where grassland degradation was dominated by both factors (BDD) are accounted for a relatively small percentage across the globe, which were mainly located in the southern parts of Africa, the central parts of Russia and Kazakhstan in Central Asia. There were two types of observations on the role of these factors in the six continents. Firstly, the area percentages of grassland degradation induced by climate variation was greater than that dominated by human activities, such as in the case of Asia (49.78% vs. 37.48%), Oceania (58.85% vs. 32.01%) and South America (68.07% vs. 18.15%). The area of the CDD regions in these three continents was 33.49 , 20.59 and $22.95 \times 10^5 \text{ km}^2$, respectively. Secondly, the contribution of human activity to grassland degradation was found to be larger than that of climate variation, as seen in North America (49.28% vs. 39.41%), Africa (52.05% vs. 22.62%), especially, Europe (60.02% vs. 25.79%). The area of HDD regions in these three continents was 15.70 , 31.07 and $4.23 \times 10^5 \text{ km}^2$, respectively.

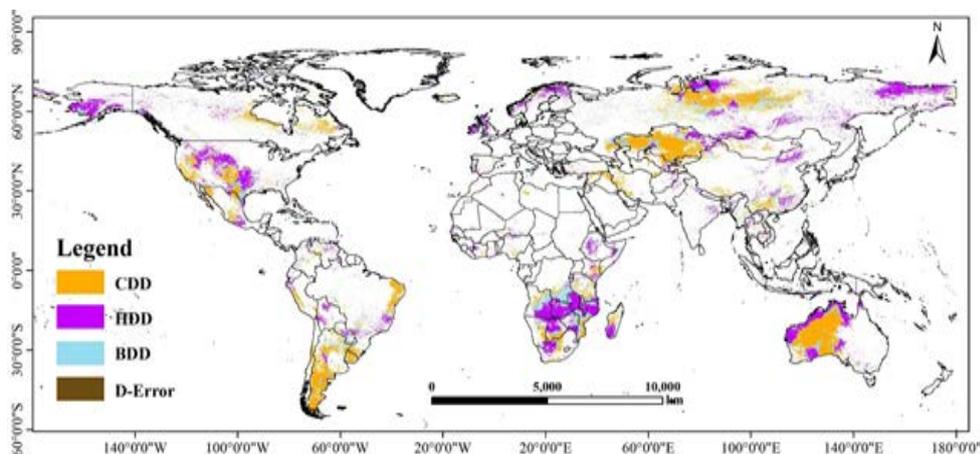


Fig. 2. Spatial distribution of grassland degradation induced by climate variation, human activities, and the combination of the two factors across the globe.

4. CONCLUSIONS

This study has selected NPP as an indicator to evaluate the relative contributions of climate variation and human activities to grassland degradation or restoration from 2000 to 2013 globally. Nearly 60.94% of the grassland area has experienced an increasing trend during 2000-2013, which induced an ANPP increment of 1864.81 Tg C across the globe. The relative contribution of climate variation and human activities to grassland restoration were 45.73% and 34.99%, which led to an ANPP increment of 852.75 Tg C and 652.50 Tg C, respectively. In contrast, 39.06% of the grassland area has degraded, which led to an ANPP loss of 325.53 Tg C (among which 45.45% were induced by climate variation and 40.11% were affected by human activities).

The relative contributions of climate variation and human activities to grassland changes varied greatly in the studied six continents. While human activities have caused degradation to be intensified in North America and Europe, they have dominated the grassland restoration in South America and Africa. Climate variation induced grassland restoration mainly in Asia, Europe, Oceania and North America, which could be attributed to the increase in precipitation during the study period.

References:

1. Gang, C., Wang, Z., Zhou, W., Chen, Y., Li, J., Chen, J., Qi, J., Odeh, I., Groisman, P.Y., 2016. Assessing the Spatiotemporal Dynamic of Global Grassland Water Use Efficiency in Response to Climate Change from 2000 to 2013. *Journal of Agronomy & Crop Science* 202, 343-354.
2. Gang, C., Zhao, W., Zhang, Y., Zhao, T., Gao, X., Wen, Z., 2018. The impacts of land conversion and management measures on the grassland net primary productivity over the Loess Plateau, Northern China. *Science of the Total Environment* 645, 827-836.
3. Gang, C., Zhou, W., Chen, Y., Wang, Z., Sun, Z., Li, J., Qi, J., Odeh, I., 2014. Quantitative assessment of the contributions of climate change and human activities on global grassland degradation. *Environmental Earth Sciences* 72, 4273-4282.
4. Gang, C., Zhou, W., Wang, Z., Chen, Y., Li, J., Chen, J., Qi, J., Odeh, I., Groisman, P.Y., 2015. Comparative Assessment of Grassland NPP Dynamics in Response to Climate Change in China, North America, Europe and Australia from 1981 to 2010. *Journal of Agronomy & Crop Science* 201, 57-68.
5. Yang, Y., Wang, Z., Li, J., Gang, C., Zhang, Y., Zhang, Y., Odeh, I., Qi, J., 2016. Comparative assessment of grassland degradation dynamics in response to climate variation and human activities in China, Mongolia, Pakistan and Uzbekistan from 2000 to 2013. *Journal of Arid Environments* 135, 164-172.
6. Zhou, W., Yang, H., Huang, L., Chen, C., Lin, X., Hu, Z., Li, J., 2017. Grassland degradation remote sensing monitoring and driving factors quantitative assessment in China from 1982 to 2010. *Ecological Indicators* 83, 303-313.



Severe convective weather events in Russia: statistics, interannual variability, formation risks in the 21st century

¹Chernokulsky A., ²Kozlov F., ¹Kurgansky M., ^{1,2}Mokhov I., ³Shikhov A., ²Yarinich Yu.

¹ A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

² Lomonosov Moscow State University, Russia

³ Perm State University, Russia

In Northern Eurasia, the last three warmest decades throughout the whole era of instrumental observations were accompanied with an intensification of convective processes in the atmosphere and an increase in the frequency and magnitude of extreme weather and climate events that determine the main risks to the society and the environment associated with the global climate changes. An important class of such phenomena includes hazardous convective weather events that develop in summer and are associated with mesoscale convective systems – heavy showers, tornadoes, squalls, thunderstorms. However, the statistics of such phenomena is understudied, which hinder one from estimating the risks of their formation in the 21st century.

In this work, the modern climatologies of heavy showers and tornadoes in Northern Eurasia are presented.

The tornado climatology is based on different sources, including historical and scientific literature sources and surveys, weather reports, newspaper stories, eyewitnesses reports, satellite data (for tornado tracks) and so on. Partly, these tornado cases are collected in European Severe Weather Database. Around 3000 tornadoes and waterspouts were found in fUSSR countries since the 10th century till the year of 2016. More than 200 previously unreported tornadoes were found with unique approach based on satellite data on treefall patterns. Satellite data were also used to restore actual tracks of tornadoes during the 1984 Ivanovo tornado outbreak. It was found that June is the most favorable month and the afternoon is the most favorable time for tornadoes in fUSSR. Waterspouts (mainly over the Black Sea) are more common in August and morning time. In recent years, up to 150 tornadoes over land and up to 70–90 waterspouts have been observed over Northern Eurasia every year (with around 10 ± 4 and 2 ± 1 tornadoes with F2 and F3 Fujita intensity, respectively).

The showers climatology is based on surface observations of precipitation, present and past weather, and the morphological types of clouds. The climatology of showery, nonshowery, and drizzle precipitation in Northern Eurasia is studied using the data of 538 Russian weather stations for the period of 1966–2016. Showery (convective) precipitation dominates in Northern Eurasia. In general, showery precipitation has greater temporal (monthly and diurnal) and spatial variability than nonshowery (stratiform) precipitation. The daily intensity values of showery and nonshowery precipitation are generally close, the maximum intensity is recorded in July–August. For three-hour intervals, the shower intensity is by 1.1–1.5 times higher. Moreover, moderate increase of total precipitation during the analyzed period is accompanied with a relatively strong growth of convective precipitation and a concurrent decrease of stratiform precipitation. Convective and stratiform precipitation totals, precipitation intensity and heavy precipitation sums depict major changes in summer, while relative contribution of the two precipitation types to the total precipitation (including contribution of heavy rain events) show strongest trends in transition seasons. A contribution of heavy convective showers to total precipitation increases with statistically significant trend of 1–2 %/decade in vast Northern Eurasian regions reaching 5 %/decade at a number stations. The largest increase is found over the southern Far East region mostly because of positive changes of convective precipitation intensity. In general, stratiform precipitation decreases over the majority of NE regions in all seasons except for winter. This decrease happens at slower rates in comparison to the convective precipitation changes. The overall changes of precipitation character over the majority of NE regions are characterized by a redistribution of precipitation types toward more heavy showers.

The most severe tornadoes and heavy showers are associated with cold fronts or such mesoscale structures as supercells. Such structures are associated with high values of severe weather indices (like CAPE, SRH, SWEAT, K-index etc.). Characteristic values of such indices were assessed for tornadoes and heavy showers based on ERA-Interim data. Projected changes of these indices are estimated based on CMIP5 model simulations. General increase of tornado formation risk is found.

Опасные явления погоды конвективного характера в России: статистика, межгодовая изменчивость, риски возникновения в 21 веке

¹Чернокульский А.В., ²Козлов Ф.А., ¹Курганский М.В., ^{1,2}Мохов И.И., ³Шихов А.Н., ²Ярынич Ю.И.

¹ Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Россия

³ Пермский государственный научно-исследовательский университет, Россия

Последние три десятилетия в Северной Евразии, включая территорию Российской Федерации, стали самыми теплыми за всю историю метеорологических наблюдений. Рост температуры сопровождается интенсификацией конвективных процессов в атмосфере и увеличением частоты и магнитуды экстремальных погодно-климатических явлений, которые определяют основные риски для населения и окружающей среды, связанные с современными изменениями климата. К важному классу таких явлений относятся опасные гидрометеорологические явления конвективного характера, развивающиеся преимущественно в летний период – ливневые осадки, смерчи, шквалы, грозы, крупный град – и формирующиеся в мезомасштабных конвективных системах (МКС) (Шихов и др., 2019).

В России за последнее десятилетие прохождение МКС и формирование сопутствующих им опасных гидрометеорологических явлений (таких как сильные ливни, шквалы, торнадо) привели к существенным социально-экономическим последствиям. В частности, прохождение сильного шквала 29 мая 2017 года через Москву привело к серьезным социально-экономическим последствиям (погибли 18 человек, 168 получили ранения, экономический ущерб составил десятки млн рублей). Мощные шквалы, связанные с формированием мезомасштабных конвективных систем в июне и июле 2010 года на периферии обширного долгоживущего блокирующего антициклона привели к гибели 19 человек, масштабному ущербу для объектов инфраструктуры, гибели более 100 тыс. га леса. Можно также отметить сильные воздушные смерчи последних лет (в г. Краснозаводске в 2009 году, в г. Благовещенске в 2011 году, в Ханты-Мансийске в 2012 году, в Ефремове в 2013 году, в Янауле в 2014 году, в Рузском районе Московской области в 2016 году, в Тверской области в 2017 году), общий ущерб от которых превышает 1 млрд рублей (около 200 человек были ранены, 6 погибли) (Курганский и др., 2013; Meredith et al., 2015; Чернокульский и др., 2015).

При этом до сих пор недостаточно полно изучены конкретные механизмы, определяющие формирование и изменчивость подобных опасных конвективных явлений. Это связано как с редкой сетью данных наблюдений и нехваткой знаний о пространственно-временной структуре этих явлений, так и с недостаточно точным описанием ряда ключевых процессов в климатических региональных и глобальных моделях (например, процессов конвекции и осадкообразования, требующих высокого пространственного разрешения).

В данной работе представлены современные климатологические данные о сильных ливнях и торнадо в Северной Евразии, оценен риск возникновения подобных событий в 21 веке.

Новая климатология торнадо (Чернокульский и др., 2018) основана на различных источниках, включая исторические и научные литературные источники и обзоры, наблюдения на метеорологических станциях, новости (включая информацию из отсканированных газет с конца 19 века), отчеты очевидцев, спутниковые данные. Частично эти случаи торнадо собраны в европейской базе данных о суровой погоде (European Severe Weather Database). Более 200 случаев смерчей получены на основе методики идентификации смерчевых треков в лесных регионах с использованием спутниковых данных (Shikhov and Chernokulsky, 2018). Данная методика позволяет объективно (вне зависимости от плотности населения и плотности наблюдательной сети) оценивать климатологию относительно сильных смерчей в лесной зоне. Метод основан на выявлении узких и вытянутых ветровалов по данным Landsat (на основе продукта Global Forest Change Map) и их дальнейшей верификации по спутникам с высоким разрешением. Плотность смерчей в лесной зоне России, согласно, новым данным, существенно выше, чем было известно до этого, особенно в северных регионах. На основе спутниковых снимков Landsat исследованы смерчевые ветровалы, вызванные вспышкой смерчей 1984 года (Chernokulsky and Shikhov, 2018). Подтверждено прохождение 8 смерчей, определены их положение, ширина и длина смерчевого трека. На основе этой вспышки показано, что существующие базы данных об исторических смерчах в России имеют тенденцию переоценивать длину смерчевого трека (для очень длинных треков) и недооценивать максимальную ширину.

Всего в новой базе данных содержится информация (новая или уточненная) об около 3000 случаях торнадо в странах БСССР с 10-го века до 2016 года. Отмечается существенный рост смерчей в последние годы, связанный с неоднородностью источников информации (в частности, с начала 21 века существенная доля смерчей обнаружена на основе анализа материалов очевидцев (фото-, видео-), опублико-



ванных в сети Интернет и по спутниковым данным о ветровалах). Число смерчей над сушей в последние годы составляет около 150 случаев в год, при этом число сильных смерчей варьирует от 10 до 20. Наибольшее число сухопутных смерчей отмечено в 2016 году (178, включая вышедшие с воды на сушу), наибольшее число сильных смерчей – в 2009 и в 2016 гг. (по 18 смерчей категории $\geq F2$). В отдельные годы отмечаются смерчи разрушительной силы (интенсивность F3 и выше, скорость ветра более 70 м/с) – не более 1-2 в год. Три разрушительных смерча в год отмечались два раза: в 1984 и в 2012 гг. Число водных смерчей в последние годы варьирует около 50–60 в год (в 2016 году – 85).

Смерчи над сушей образуются чаще всего в июне (более 30% всех смерчей и сильных смерчей) и во второй половине дня (максимум между 17 и 18 часами дня по местному времени) (рис.4). Водные смерчи более характерны для августа и для первой половины дня (максимум слабо выражен – находится между 9 и 13 часами дня). Наибольшая повторяемость выходов водных смерчей на сушу отмечается в сентябре (почти четверть всех случаев).

Климатология сильных ливней основана на разработанной методике разделения общей суммы осадков на осадки разного генезиса с использованием срочных данных наземных наблюдений за осадками, характером погоды в срок и между сроками наблюдений, морфологическим типом облачности (Чернокульский и др., 2018). Получена климатология ливневых, обложных и морозящих осадков в Северной Евразии на основе данных наблюдений на 538 российских метеорологических станциях за период 1966–2016 гг. Показано, что в среднем за год преобладающим видом осадков в Северной Евразии являются обложные осадки. В целом, ливневые осадки обладают большей временной (внутригодовой и внутрисуточной) и пространственной изменчивостью, чем обложные. Подавляющая часть ливневых осадков выпадает летом (с максимумом в июле), а наибольшие месячные суммы обложных осадков отмечаются осенью (с максимумом в октябре). Суточная интенсивность ливневых и обложных осадков в целом сопоставима, максимум интенсивности приходится на июль–август. На трехчасовых интервалах интенсивность ливневых осадков на 10–25% выше.

Оценены долгосрочные изменения ливневых (конвективных) и обложных осадков в Северной Евразии (Chernokulsky et al., 2019). Показано, что умеренное увеличение общего количества осадков за 1966–2016 гг. сопровождается относительно сильным ростом ливневых осадков и одновременным уменьшением обложных. Наибольшие изменения выявлены в переходные сезоны. При этом выявлен существенный рост вклада особенно сильных ливней в общее количество осадков (1–2% /десятилетие для крупных регионов и до 5%/десятилетие для отдельных станций). Наибольший рост проявляется на юге Дальнего Востока в основном из-за роста интенсивности конвективных осадков. Общие изменения характера осадков в большинстве районов Северной Евразии характеризуются перераспределением типов осадков в сторону более сильных ливней.

Для оценки риска возникновения опасных конвективных явлений (смерчей, сильных ливней) целесообразно оценивать повторяемость условий, характерных для их образования. Такие условия могут быть описаны в рамках т.н. «ингредиентного подхода» в терминах индексов смерчегенеза (Курганский и др., 2013), представляющих собой определенные интегральные характеристики атмосферы, ключевые для формирования смерча. К ним относят как термодинамические характеристики – конвективную доступную потенциальную энергию CAPE (convective available potential energy) и энергию конвективного подавления, представляющие собой, соответственно, количество энергии плавучести, доступной для вертикального ускорения воздушной частицы и количество энергии, необходимое частице воздуха для преодоления задерживающего слоя в нижней тропосфере, так и динамические характеристики, например, сдвиг ветра в нижних слоях тропосферы или относительную спиральность. Используются также упрощенные индексы смерчегенеза, основанные на данных о температуре, влажности и скорости ветра на определенных уровнях тропосферы (чаще всего на изобарических поверхностях 850, 700 и 500 гПа) или на поверхности (Чернокульский и др. 2015, 2017).

Получены критические значения индексов конвективной неустойчивости, соответствующие возникновению сильных смерчей (Chernokulsky et al., 2019) и ливней (Чернокульский и др., 2017). Получены оценки изменчивости повторяемости критических значений индексов по данным наблюдений (наземных и аэрологических) и данным реанализа для современного климата, а также по данным расчетов с моделями CMIP5 для климата 21 века. Наибольший положительный (и статистически значимый) линейный тренд повторяемости отмечен над внутренними морями, причем наибольшие значения тренда выявлены в июле-августе, когда в данном регионе наблюдается наибольшее количество водных смерчей. Одной из основных причин роста конвективной неустойчивости является рост температуры морской поверхности, который за последние 30 лет составил более 2 градусов (Meredith et al. 2015). Повторяемость критических значений индексов статистически значимо растёт и на юге Дальнего Востока (где в последнее время также наблюдаются смерчи и отмечен значимый рост величины и интенсивности ливневых осадков). В остальных районах изменения менее существенные. Сохранение положительной тенденции можно ожидать и в 21 веке. Наряду с ростом риска возникновения опасных конвективных явлений над Черным и Каспийским морями, рост риска также можно ожидать на юге Дальнего Востока, на севере европейской территории России и на большей части Сибири.

Литература:

1. Курганский М.В., Чернокульский А.В., Мохов И.И. Смерч под Ханты-Мансийском: пока исключение или уже симптом? // *Метеорология и гидрология*. 2013. № 8. С.40-50.
2. Чернокульский А.В., Козлов Ф.А., Золина О.Г., Булыгина О.Н., Семёнов В.А. Климатология осадков разного генезиса в Северной Евразии // *Метеорология и гидрология*, 2018, №7, 5–17.
3. Чернокульский А.В., Курганский М.В., Захарченко Д.И., Мохов И.И. Условия формирования и характеристики сильного смерча на Южном Урале 29 августа 2014 г. // *Метеорология и гидрология*. 2015. №12. С.29–37.
4. Чернокульский А.В., Курганский М.В., Мохов И.И. Анализ изменений условий смерчегенеза в Северной Евразии с использованием простого индекса конвективной неустойчивости атмосферы // *Доклады Академии наук*, 2017, Т. 477. № 6, 722–727.
5. Чернокульский А.В., Курганский М.В., Мохов И.И., Шихов А.Н. Смерчи в Северной Евразии: современная климатология и риски формирования в контексте глобального потепления // *Труды международной конференции «Турбулентность, динамика атмосферы и климата» (под ред. Голицына Г.С., Мохова И.И., Куличкова С.Н., Курганского М.В., Репиной И.А., Чхетиани О.Г.)*, – М.: Физматкнига. 572 с. ISBN – 978-5-89155-312-5. С.281–290.
6. Шихов А.Н., Чернокульский А.В., Спрыгин А.А., Ажигов И.О. Идентификация мезомасштабных конвективных облачных систем со смерчами по спутниковым данным // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2019. Т. 16. № 1. С. 223–236.
7. Chernokulsky A.V., Kozlov F.A., Zolina O.G., Bulygina O.N., Mokhov I.I., Semenov V.A. Observed changes in convective and stratiform precipitation in Northern Eurasia over the last five decades // *Environmental Research Letters*, 2019, doi: 10.1088/1748-9326/aafb82.
8. Chernokulsky A.V., Kurgansky M.V., Mokhov I.I. On characteristic reanalysis-based values of convective instability indices for Northern Eurasia tornadoes // *Turbulence, Atmosphere and Climate Dynamics, IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 2019, V.231, P.012012, DOI: 10.1088/1755-1315/231/1/012012
9. Chernokulsky A.V., Shikhov A.N. 1984 Ivanovo tornado outbreak: determination of actual tornado tracks with satellite data // *Atmospheric Research*, 2018, V. 207, P.111–121.
10. Meredith E.P., Semenov V.A., Douglas M., Park W., Chernokulsky A.V. Crucial role of Black Sea warming in amplifying the 2012 Krymsk precipitation extreme. // *Nature Geosciences*, 2015. Vol. 8. P. 615–619.
11. Shikhov A.N., Chernokulsky A.V. A satellite-derived climatology of unreported tornadoes in forested regions of northeast Europe // *Remote Sensing of Environment*, 2018, V. 204, P.553–567.

Spatial distribution of extreme wind speeds statistics over the Sakhalin Island based on observations and high-resolution modelling data

Platonov V., Kislov A.

Lomonosov Moscow State University, Russia
E-mail: vplatonov86@gmail.com

Studying of extrema's statistical properties, determining their genesis and mechanisms are the basis for construct a model of complex extreme hydrometeorological phenomena. Wind speed extremes in the sub-Arctic realm of the North-East Pacific region were investigated through extreme value analysis of wind speed obtained from atmospheric simulations of the COSMO-CLM mesoscale model, as well as using observational data.

The analysis showed that the set of wind speed extremes obtained from observations is a mixture of two different subsets each neatly described by the Weibull distribution. Empirical pdfs deviate from the theoretical Weibull line consistently starting with certain large threshold values both for observational and modeling data. This means that the empirical tail diverges from the linearized Weibull model, indicating a different model could fit to the most extreme wind speed data well. Thus, each sample was splitted into two different ones, each of them was characterized by parameters k and A , regarded to a coefficient and free terms of linear Weibull model. Using special metaphoric terminology, these samples were labelled as “Black Swans” (BSs) and “Dragons” (Ds) [Sornette, 2009; Taleb, 2010]. The Ds are responsible for the strongest extremes. It has been shown that both reanalysis and GCM (general circulation model) data have no Ds [Kislov, Matveeva, 2016]. This means that such models

underestimate wind speed maxima, and the important small-scale circulation processes generating the anomalies are not simulated. Based on these results, mesoscale modelling investigation is needed.

The main investigation tool is the regional climate model COSMO-CLM, the climate version of COSMO model [Rockel et al., 2008], applying for long-term (30-year) simulation over the cited region. A detailed hydrodynamic simulation of major meteorological parameters (1985 – 2014) has been performed for the Sea of Okhotsk and the Sakhalin Island with horizontal resolutions of ~13.2, ~6.6 and ~2.2 km (Fig. 1). This dataset was created to help in the investigation of statistical characteristics and physical mechanisms of formation of extreme weather events (primarily wind speed extremes) on small spatio-temporal scales [Platonov et al., 2017]. Given dataset used for extreme wind speeds statistical structure investigation.

The first important feature is that extreme wind speeds in high-resolution model data (13.2 and 6.6 km) described well using the aforementioned approach, i.e. there are two well splitting samples having its own k and A Weibull distribution coefficients. It refers to ability of the model with a detailed spatial resolution to reproduce the statistical structure and the special mechanism responsible for the generation of the largest of wind extremes. Furthermore, the most extreme wind speed parameters referred to the same stations in observations and model data. Thus, model has reproduced well the fact of increased winter extremes. However, the differences in the parameters of the cumulative distribution functions are still significant. The ratio between the modelled Dragons and Black Swans can reach up to only 10%. It is much less than 30%, which was the level established for observations.

Further analysis was concerned for comparison k and A coefficients, threshold wind speed values and 0.99 quantiles between model and observational data according to BSs and Ds samples separately. A good agreement was shown for BSs, however, the Weibull distribution parameters related to the Ds sample obtained by model are significantly different. Wind speed thresholds and 0.99 quantiles reproduced by model are lower (12 – 22 m/s at most), i.e. the extremity of wind speed maximum is underestimated. Model quality of statistical parameters reproduction is also depended on underlying surface characteristics and sea-land spatial distribution. The spread commonly decreased on the flat seashore stations, increased over inlands and highly indented coastline [Kislov, Platonov, 2019].

In conclusion, we can conclude that the mesoscale atmospheric model with high resolution markedly improves the modelled results for near-surface wind speed, showing the ability of the mesoscale atmospheric model in capturing the specific physical mechanism that generates wind speed extremes. However, model with a given resolution was not able to reproduce some essential parts of wind speed maximum' statistical properties. Therefore, this gap could be covered as using higher resolution, as by areal estimation techniques and many others. Thus, future investigations will be dedicated to the specific physical mechanisms of Ds formation, scaling problems and resolution dependencies.

Пространственные закономерности распределения статистических характеристик экстремальных скоростей ветра на о. Сахалин по данным наблюдений и моделирования высокого разрешения

Платонов В.С., Кислов А.В.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Россия
E-mail: vplatonov86@gmail.com

Изучение статистических свойств экстремумов, определение их генезиса и механизмов являются основой для построения комплексных моделей экстремальных гидрометеорологических явлений. Предыдущие исследования авторов для стационарных данных региона Российской Арктики показали ряд интересных статистических свойств экстремальных скоростей ветра, проявляющихся в описании одной выборки различными статистическими параметрами, описываемых далее. Причём такая закономерность отмечается на множестве станций как для летнего, так и для зимнего сезонов [Кислов и др., 2015]. Для описания статистических свойств скоростей ветра широко применяется распределение Вейбулла. В данном исследовании мы используем следующую его форму записи:

$$\frac{n}{N} \approx F(U) = 1 - e^{-AU^k} \quad (1)$$

Которая может быть преобразованы к виду:

$$\ln \left[-\ln \frac{N-n}{N} \right] = k \ln U + \ln A \quad (2)$$

Таким образом, в линейном виде основные характеристики распределения Вейбулла аппроксимируются коэффициентами k и A . Именно они имеют существенные различия в разделяемых выборках.

Для дальнейшего исследования были выбраны данные стационарных наблюдений на о. Сахалин (рис. 1а) по причине возможности использования многолетнего архива данных гидрометеорологического моделирования, созданного авторами ранее [Platonov et al., 2017], а также известности данного региона наблюдаемыми экстремальными скоростями ветра.

Анализ экстремальных скоростей ветра по стационарным данным о. Сахалин за период нескольких десятилетий (1966 – 2015 гг.) выявил, что экстремальные скорости ветра на станциях подчиняются той же общей закономерности, что и на станциях арктического побережья. А именно, экстремумы принадлежат двум различным генеральным совокупностям, т.е. описываются значимо отличными друг от друга параметрами распределения Вейбулла. Рассмотрим функции распределения экстремальных скоростей ветра по данным станций Южно-Сахалинск и Александровск-Сахалинский для зимнего и летнего сезонов в линейных координатах распределения Вейбулла (рис. 2). Видно, что крайние экстремальные значения отклоняются от прямой, описывающей основной массив данных, начиная с некоторого значения U_{th} . Это означает, что стандартная модель Вейбулла недооценивает повторяемость наиболее экстремальных значений скорости ветра. Таким образом, видно, что наилучшим описанием выборки будет её разделение на две независимые, каждую из которых можно описать различным набором параметров k и A распределения Вейбулла, о чём и шла речь выше. Пример такого разделения приведен на рис. 3. Аналогичные особенности были отмечены и на всех других проанализированных станциях, что, вкупе с результатами, полученными ранее, свидетельствует о повсеместном (не фрагментарном) их распространении.

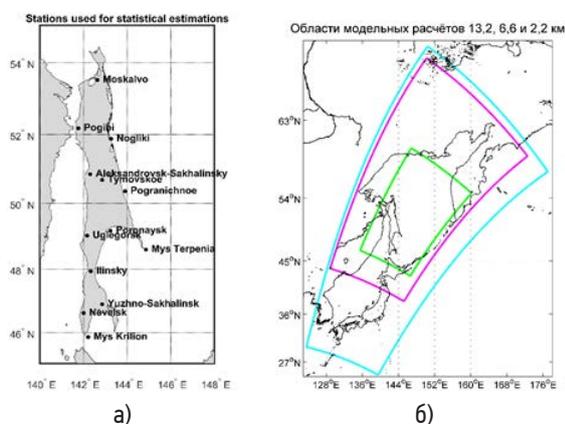


Рис. 1. Карта-схема расположения метеорологических станций, использованных для статистических оценок (а) и расчётных областей архива многолетних гидрометеорологических данных моделирования с различным горизонтальным разрешением (б).

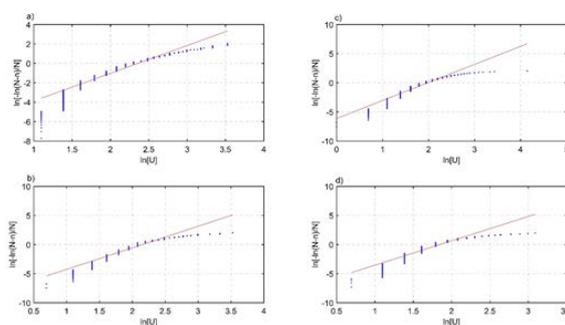


Рис. 2. Функции распределения максимумов скорости ветра на станциях Александровск-Сахалинский (холодный сезон – а, теплый сезон – б), Южно-Сахалинск (холодный сезон – с, теплый сезон – д) в линейных вейбулловских координатах.

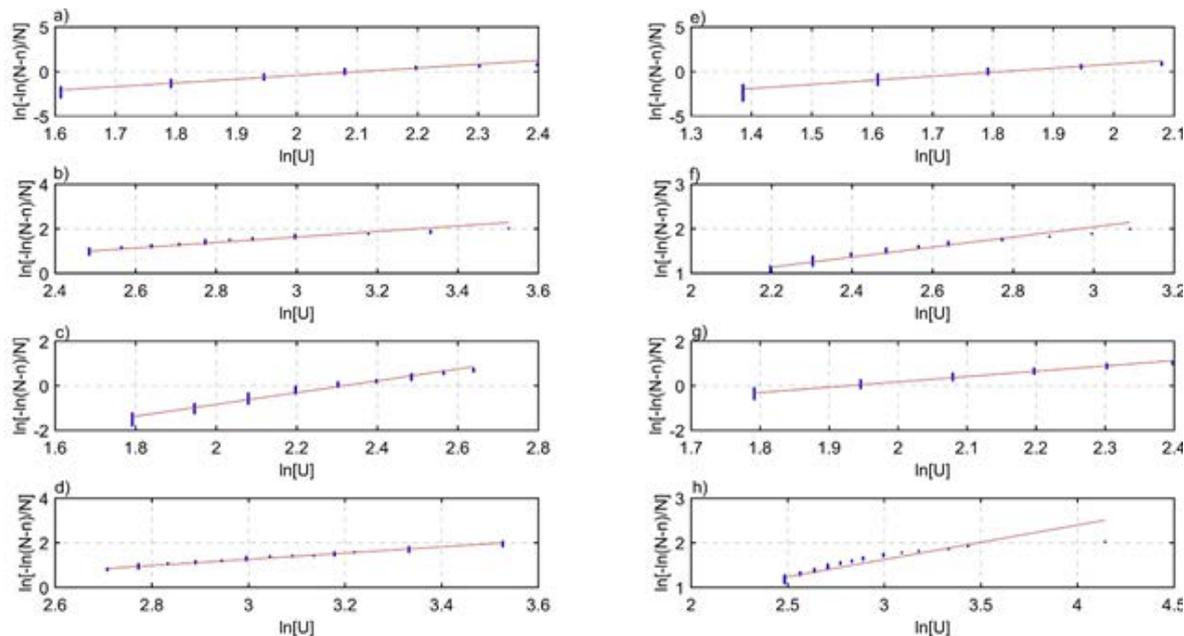


Рис. 3. Функции распределения максимумов скорости ветра на станциях Александровск-Сахалинский (теплый сезон, а, б), холодный сезон (с, д), Южно-Сахалинск (теплый сезон, е, ф), холодный сезон (г, h) в линейных вейбулловских координатах для BSs (а, с, е, г) и Ds (б, д, ф, h).

Эти выборки были метафорически обозначены как «чёрные лебеди» (BSs) и «драконы» (Ds) (в соответствии с [Taleb, 2010; Sornette, 2009]). Поскольку «драконы» подчиняются совершенно другому статистическому закону, оценки экстремальных скоростей ветра, рассчитываемые по единым параметрам распределения, оказываются заниженными, в том числе в глобальных моделях (например, INM-CM4.0 [Kislov, Matveeva, 2016]). Кроме того, глобальные модели не воспроизводят наличие экстремумов, относящихся к классу Ds, что позволяет предположить их мезомасштабную природу. Принадлежность к различным выборкам позволяет предположить принципиальное различие физических механизмов формирования этих групп экстремумов, и необходимость их дальнейшего исследования с помощью мезомасштабного моделирования.

Для дальнейшего анализа был использован архив данных гидрометеорологических полей высокого разрешения (13.2 и 6.6 км, 1 час) за длительный период (1985 – 2015 гг.), полученный с помощью региональной климатической модели COSMO-CLM для региона Охотского моря и прилегающих территорий [Platonov et al., 2017] (рис. 16).

Статистический анализ модельных данных показал противоречивые результаты. С одной стороны, модель воспроизвела статистическую структуру с двумя различными выборками, что выгодно отличается от результатов глобальной модели. При этом станции, для которых характерны наибольшие значения, совпадают по данным наблюдений и моделирования. Модель также воспроизвела тенденцию к увеличению зимних экстремумов на большинстве станций. Для модельных узлов, ближайших к станциям Александровск-Сахалинский и Южно-Сахалинск, приведены графики распределения, аналогичные построенным для станций (рис. 4), на которых видно, что статистическая структура экстремумов также не подчиняется единым параметрам распределения, и требует разделения на разные выборки. Такая картина наблюдается для всех модельных узлов, ближайших к рассматриваемым станциям.

С другой стороны, количественное сравнение параметров распределения для стационарных и модельных данных – коэффициентов k и A распределения Вейбулла – продемонстрировало хорошее согласование для выборок BSs и значительный разброс для Ds. Квантили распределения выборки «драконов» 0.99 по модели значительно меньше (20 – 25 м/с), чем на соответствующих станциях (30 – 40 м/с), т.е. «экстремальность» этих максимумов существенно занижается моделью (рис. 5).

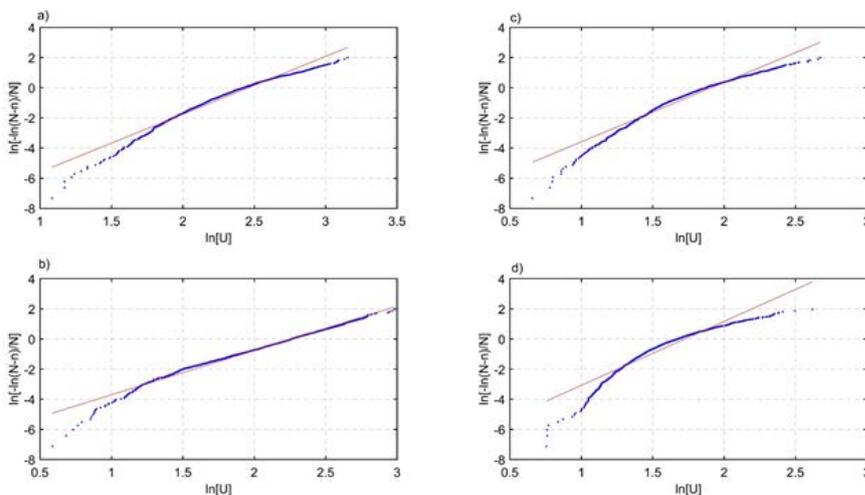


Рис. 4. Функции распределения максимумов скорости ветра по модельным данным в узлах, ближайшим к станциям Александровск-Сахалинский (холодный сезон – а, теплый сезон – б), Южно-Сахалинск (холодный сезон – с, теплый сезон – д) в линейных вейбулловских координатах.

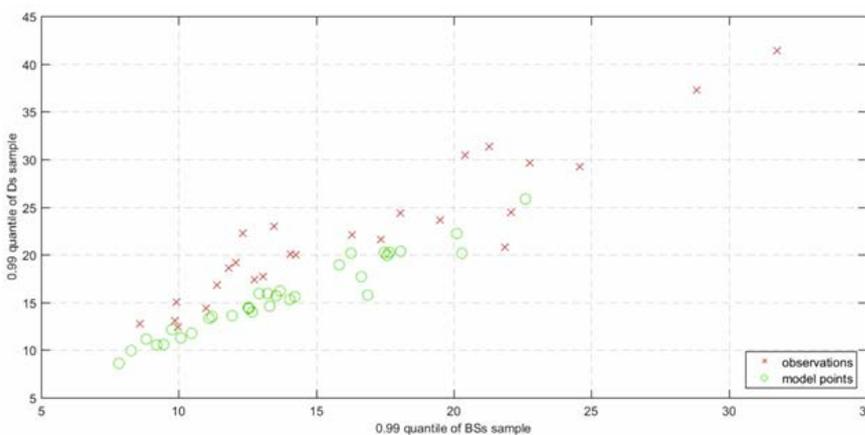


Рис. 5. Значения 0.99 квантилей скорости ветра U (0.99), м/с по данным наблюдений и модели COSMO-CLM, рассчитанные отдельно для выборок экстремумов скорости ветра BSs и Ds.

Таким образом, в заключение необходимо отметить, что мезомасштабная модель с высоким разрешением демонстрирует способность улавливать физические механизмы, ответственные за формирование статистической структуры экстремальных скоростей ветра. Однако, с данным разрешением она

оказалась неспособна существенные особенности статистических свойств экстремумов. Возможно, эти недостатки удастся в какой-то степени устранить исследованием данных более высокого разрешения, использованием других методов верификации данных и др. Дальнейшую работу предполагается посвящать исследованию конкретных ситуаций, отнесенных к типу «драконы», на предмет выявления специфических механизмов формирования таких экстремумов, а также проблем их масштабирования и зависимости от разрешения модели.

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №18-05-60147.

Литература:

1. А. В. Кислов, Т. А. Матвеева, В. С. Платонов. Экстремумы скорости ветра в Арктике. *Фундаментальная и прикладная климатология*, 2:63–80, 2015.
2. Kislov A., Matveeva T. An extreme value analysis of wind speed over the European and Siberian parts of Arctic region. 2016 *Atm. and Clim. Sci.* 6 205-23
3. Kislov A., Platonov V. Analysis of observed and modelled near-surface wind extremes over the sub-arctic northeast pacific. *Atmospheric and Climate Sciences*, 9(1):146–158, 2019.
4. Platonov V., Kislov A., Rivin G., Varentsov M., Rozinkina I., Nikitin M., and Chumakov M. Mesoscale atmospheric modelling technology as a tool for creating a long-term meteorological dataset. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 96, 2017.
5. Rockel B., Will A., Hense A. The regional climate model COSMO-CLM (CCLM) // *Meteorologische Zeitschrift*. 2008. V. 17. № 4. P. 347–348.
6. Sornette D. *Dragon-Kings, Black Swans and the Prediction of Crises*. *International Journal of Terraspace Science and Engineering*, 2, 1-18, 2009.
7. Taleb N.N. *The Black Swan: The Impact of the Highly Improbable*. 2nd Edition, Penguin, New York. 2010.

Using «Climate» Information and Computing System to raise awareness among the population and decision makers about the implications of climate change for the region

Gordova Yu.E., Ryazanova A.A., Titov A.G., Gordov E.P.

Institute of Monitoring of Climatic and Ecological System SB RAS, Tomsk, Russia
E-mail: yulia@scert.ru

Due to a global climate change the following consequences are predicted: rise in sea level due to melting glaciers and polar ice, changes in precipitation, changes in the hydrological regime, impact on ecosystems, agriculture and forestry. In Russia's vast territory these effects will be most dramatic. According to Hydrometeorological Center of Russian Federation report there is an increase in the magnitude and frequency of extreme weather events, as well as in their damage to ecosystems and infrastructure.

In the framework of adaptation to climate change and mitigation of its consequences it is necessary to promote and support activities aimed at reducing possible risks. Adaptation methods include among others improving seasonal weather forecasts, systems of early warning and systems of management of risks.

But there is a problem of insufficient awareness among decision-makers, as well a lack of scientific background. Those responsible for making decisions, stakeholders and the public do not have the skills and knowledge to work with the accumulated climate data to development an adaptation and sustainable development strategy. The goal is to provide these groups with tools, skills, thematic information for understanding climate processes occurring in the region.

New sections of web-system «Climate» (<http://www.sclimate.scert.ru/>) address non-specialists in climate science. The first one is a course for general public where the basic concepts are explained in detail. The second one is a climate characteristics database for decision-makers.

The database contains calculated fields of indices describing the spatial distribution of extreme values of meteorological characteristics for the territory of Siberia (50-65 ° N, 60-120 ° E). These indices can be calculated both for one time period (month / year) and for the whole time period. In the library the indices are calculated for a time period characterized by the most significant climatic changes. For different sets of source data, the start and end dates may not coincide, but the total time interval is almost the same.

It should be kept in mind that "maximum / minimum value" of any index means the maximum / minimum of the specified value, which was achieved in the specified period. Also, a linear trend was calculated for each index, which shows 10-year period changes in the index over a specified time interval.

If there is a need for further work with any index, it is possible to download files with calculated indices in various formats (netCDF, GeoTiff, WMS and WFS links). Working with GeoTiff files, as well as with WMS and WFS links is possible in various desktop GIS systems (QGIS, ArcGis, PostGIS, etc.).

Использование информационно-вычислительной системы «Климат» для повышения осведомленности населения и лиц, принимающих решения, о последствиях климатических изменений для региона

Гордова Ю.Е., Рязанова А.А., Титов Е.Г., Гордов Е.П.

Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск, Россия
E-mail: yulia@scert.ru

В отчете Всемирного экономического форума о глобальных рисках в 2018 году (<http://reports.weforum.org/global-risks-2018/>) в первую десятку входят риски, связанные с климатическим фактором. Северная Евразия и Сибирь, как ее существенная часть, вносит существенный вклад в эти риски. Данные мониторинга текущего климата в России показывают, что в последние годы тенденция к потеплению значительно усилилась. Как следует из Национального доклада об изменении климата России (http://www.meteorf.ru/upload/pdf_download/Доклад2016.pdf) с учетом данных за 2016 г. среднегодовая температура на территории Российской Федерации продолжает расти более чем в 2,5 раза быстрее, чем глобальная, со скоростью 0,45 °C в течение 10 лет, и особенно быстро в полярном регионе, где скорость роста достигает 0,8 °C за 10 лет. В настоящее время глобальное изменение климата привело к увеличению частоты опасных гидрометеорологических явлений в России, таких как наводнения, сильные снегопады и метели, сопровождаемые штормовыми и даже ураганскими ветрами, сильными продолжительными морозами, льдом и поздними весенними морозами. В теплый период нередко проливные дожди с грозами, градом и ветром или сильными засухами. Количество и сила экстремальных климатических проявлений растет с каждым годом. Например, во многих регионах России в начале XXI века частота катастрофических наводнений увеличилась на 15% по сравнению с последним десятилетием XX века. В 2016 году на территории Российской Федерации отмечено 988 опасных гидрометеорологических явлений (в том числе агрометеорологических и гидрологических), 380 из которых нанесли значительный ущерб экономике и даже здоровью населения. Населению и лицам, принимающим решения, необходима научно обоснованная информация о текущих и ожидаемых изменениях климата в регионе проживания, которая подготовит общественность к ожидаемым последствиям и будет стимулировать управленцев на поиск путей адаптации к ним.

Так как обе адресные категории пользователей не обладают профессиональными навыками, необходимыми для прямого использования информационно-вычислительных инструментов, была создана открытая подсистема текущей версии веб-ГИС «Климат», доступная по адресу (<http://www.sclimate.scert.ru>). Внешний вид ее стартовой страницы показан на рисунке 1.

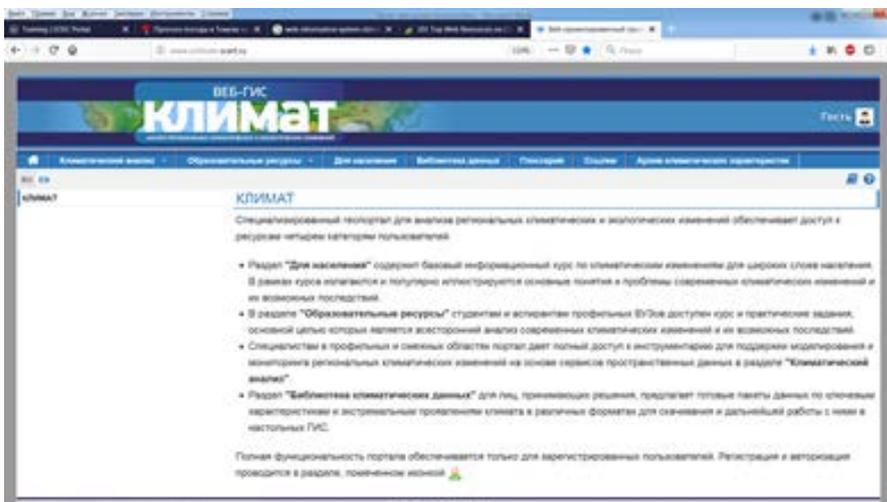


Рис. 1. Интерфейс стартовой страницы открытой подсистемы.

Вход во все показанные на верхнем меню стартовой страницы разделы, кроме раздела «Климатический анализ», не требуют от пользователя авторизации. Теперь система допускает четыре уровня пользователей. Первый уровень - специалисты в области наук о климате и окружающей среде. Для них

раздел «Климатический анализ» предоставляет доступ к огромным ресурсам геофизических данных, системным инструментам (модели климата и погоды) и сервисам для обработки и визуализации для выполнения расчетов самостоятельно или в совместной научной группе. Второй уровень – это студенты и аспиранты, обучающиеся по специальности метеорология и климатология. Для них в разделе «Образовательные ресурсы» размещены лекционные курсы и интерактивные вычислительные тренинги. Для третьего уровня (это широкие слои населения) был разработан и размещен в разделе «Для населения» специальный базовый курс по климату и происходящим в нем процессам, направленный на повышение уровня региональной климатической грамотности населения и заинтересованных сторон. При подготовке этого курса были учтены особенности восприятия населением информации об изменениях климата [1]. В нем, в частности, объясняется разница между погодой и климатом, климатическими процессами и факторами, глобальным изменением климата и его проявлениями в разных масштабах, экстремальными климатическими явлениями и климатическими рисками. В рамках курса изложены и проиллюстрированы основные концепции и проблемы современного изменения климата и его возможные последствия. Все материалы изложены на доступном для неспециалистов языке. Примеры размещенных материалов приведены на рисунке 2.



Рис.2. Первые страницы разделов образовательного курса.

Этот ресурс разработан для повышения осведомленности общественности об изменении климата и содействия пониманию происходящих в настоящее время процессов. Такая осведомленность является необходимой основой для развертывания процессов адаптации к климатическим изменениям в региональном масштабе. В целом популяризация знаний об изменении климата и объяснение тенденций изменения климата и способов их адаптации стимулирует активное участие общества в охране окружающей среды. В настоящее время существует серьезная нехватка ресурсов, информирующих население о текущих и ожидаемых изменениях климата и их последствиях на русском языке. Поэтому мы постарались заполнить этот пробел в целевом разделе. Курс также включает ссылки на научно-популярные сетевые ресурсы по актуальным вопросам наук о Земле.

Для четвертой категории пользователей – лиц, принимающих решения, предназначены разделы «Библиотека данных» и «Архив климатических характеристик». Эти разделы дают доступ к рассчитанным ключевым характеристикам изменения регионального климата, которые создают количественную основу для выработки стратегий адаптации на территории Сибири. При их формировании учтено два обстоятельства.

Первое обстоятельство связано с уровнем готовности управленцев к работе с цифровой информацией. Ясно, что немногие из них смогут сразу использовать файлы в стандартном для современной количественной климатологии формате netCDF. Опираясь на опыт работы со специалистами их природоохранительных организаций областного уровня, анализ современной литературы [2-4] и представленные в Интернете тематические ресурсы (<https://www.environmentalsciencedegree.com/climate-change/>) можно сделать вывод о том, что наиболее простой способ представления климатической информации для лиц, принимающих решения, лежит через использование ГИС. Поэтому особое внимание при подготовке соответствующих ресурсов было уделено представлению климатической информации в форматах, допускающих последующее использование в достаточно широко используемых управленцами ГИС.

Вторым обстоятельством является тот факт, что наибольшие потери происходят, и будут происходить в будущем из-за экстремальных явлений. Действительно, ожидается, что под влиянием глобального потепления некоторые регионы России пострадают от экстремально высоких температур и засухи летом. Это повлияет на урожайность сельскохозяйственных культур и состояние лесного хозяйства. На севере таяние вечной мерзлоты ускорится, и наводнения будут усиливаться. Среднегодовая температура на территории Российской Федерации продолжает расти. Годовые отчеты Гидрометеорологического центра Российской Федерации подчеркивают и повышают осведомленность о подверженности и уязви-

мости различных секторов промышленности и экономики к изменению климата [5]. Таким образом, лица, принимающие решения на уровне региона, должны пересматривать стратегии развития транспортной инфраструктуры и строительных проектов, а также политику и планирование электроэнергетического сектора в новых условиях.

Как уже упоминалось, глобальное изменение климата уже привело к среднему увеличению частоты опасных гидрометеорологических явлений в России, и согласно вероятному сценарию число таких экстремальных климатических явлений будет увеличиваться. Чтобы повысить устойчивость к изменению климата и его региональным проявлениям, необходимо оценить экологические, экономические, политические и социальные последствия глобального изменения климата для региона и разработать меры по адаптации к этим изменениям и снижению их негативного воздействия. Для разработки эффективной стратегии адаптации и мер по снижению негативных последствий экстремальных климатических проявлений необходимы точные знания географии экстремальных климатических явлений, частоты их возникновения и интенсивности. Поскольку частота таких событий мала для получения необходимой информации, необходимо анализировать такие явления с использованием современных подходов вероятностно-статистического аппарата и подробной исходной метеорологической информации, накопленной за период инструментальных наблюдений для территории исследуемого региона. Поэтому, для предоставления региональным лицам, принимающим решения, информации, необходимой для целевой деятельности, были рассчитаны наборы соответствующих климатических характеристик для сибирского региона, и были созданы открытые информационные ресурсы данных об экстремальных явлениях на этой территории. Эти ресурсы данных предоставляют количественные характеристики, необходимые для оценки климатических и экологических рисков и адаптации политики развития региона к этим рискам и доступны в открытой библиотеке подсистемы.

В разделе «Библиотека данных» собраны вычисленные с помощью текущей версии веб-ГИС «Климат» различные характеристики температуры воздуха и количества осадков, рекомендованные ВМО для анализа экстремальных климатических явлений.

Размещенные пространственно-временные характеристики предоставляют информацию о максимальных / минимальных значениях температуры и осадков, информацию о частоте и продолжительности различных экстремальных значений, определяют количество дней, когда температура или осадки превышают некоторый порог (аномальная волна тепла / холода, аномальные осадки и т. д.). В каждой группе характеристики рассчитываются с использованием различных наборов данных (ERA-40, промежуточный повторный анализ ERA, данные Проекта водных ресурсов APHRODITE, данные метеостанций и т. д.), используемый при вычислениях набор данных включен в описание характеристики. Кроме того, тренды рассчитываются для каждой характеристики из каждого набора данных за период, характеризующийся наибольшим изменением климата. Это позволяет пользователям получить более подробную информацию, необходимую для выработки адаптационных мероприятий. Пример, демонстрирующий доступные в разделе характеристики и форматы соответствующих файлов представлены на рисунке 3.

Абсолютный минимум температуры: нижний предел суточной минимальной температуры для периода. Самая холодная ночь в году						
Абсолютный минимум температуры января Период: с 1979 по 2017 гг. Исходные данные: 6-ти часовые данные температуры реанализа ERA Interim, 0.25x0.25°		netCDF	GeoTIFF	SLD Legend	WMS link	odata layer_20100201_160717_TFF
Тренд абсолютного минимума температуры января Период: с 1979 по 2017 гг. Исходные данные: 6-ти часовые данные температуры реанализа ERA Interim, 0.25x0.25°		netCDF	GeoTIFF	SLD Legend	WMS link	odata layer_20100201_161137_TFF
Абсолютный минимум суточной температуры микротемператур (WMO: 500-650)		netCDF	Shapefile		WMS link	WFS link
Тренд абсолютного минимума суточной температуры микротемператур (WMO: 500-650)		netCDF	Shapefile		WMS link	WFS link

Рис.3. Характеристики экстремальных зимних температур.

Как показано на рисунке 3, пользователь может загрузить карту выбранной характеристики. Если есть необходимость в дальнейшей работе с какой-либо характеристикой, пользователь может воспользоваться ссылками для загрузки файлов данных с расчетными характеристиками в различных форматах (ссылки netCDF, GeoTIFF, WMS и WFS в таблице), загрузить выбранные файлы данных и использовать их для анализа с помощью своего программного обеспечения. Самым популярным и простым в использовании программным обеспечением для работы с netCDF-файлами является Panoply (<https://www.giss>).

nasa.gov/tools/panoply/), разработанный Институтом космических исследований им. Годдарда при НАСА. Дальнейшая работа с файлами GeoTIFF, ссылками WMS и WFS возможна в настольной ГИС (QGIS, ArcGIS и т. д.). Следует отметить, что пользователю необходимо установить цветовую легенду вручную при работе с файлами GeoTIFF в ГИС. Пользователь также может загрузить файлы легенды в виде файлов SLD, чтобы обеспечить цветовое кодирование данных в соответствующих файлах GeoTIFF, если его ГИС поддерживает такой формат легенды.

Исследование было выполнено в рамках госбюджетной темы № АААА-А17-117013050037-0.

Литература:

1. Priest S. *Communicating Climate Change* / Priest S. – Springer, 2016. 171 p.
2. Serrao-Neumann S. *Communicating Climate Change Information for Decision-Making* / Serrao-Neumann S., Coudrain A., Coulter L. – Springer, 2018. – 219 p.
3. *AGI Foresight Report 2020* / Ed. Anne Kemp. – Association of Geographic Information, 2015. – 332 p. <http://www.agi.org.uk/>.
4. Hewitson B., Waagsaether K., Wohland J., Kloppers K. and Kara T. *Climate information websites: an evolving landscape* / Hewitson B., Waagsaether K., Wohland J., Kloppers K. and Kara T. // *WIREs Clim Change*. – 2017. – V. 8. – e470. – doi: 10.1002/wcc.470.
5. Груза Г.В. *Доклад об особенностях климата на территории российской федерации за 2016 год* / Груза Г.В. и др. – Москва, Росгидромет, 2017. – 70 с.

Wind projections for the territory of Russia considering development of the wind power

Fedotova E.V., Luferova E.A.

Moscow Power Engineering Institute, Moscow, Russia
E-mail: e.v.kasilova@gmail.com

The aim the presented work was to obtain a projection of the surface wind velocity which could be used as a guideline for the long-term planning of the wind power construction in Russia. To the best authors' knowledge, we have evaluated the first ensemble estimation for the whole Russian area considering the realistic rcp 4.5 climate scenario [1] and addressed the reliability of this estimation using different ensembling strategies.

The classic multi-model ensemble approach was implemented using the CMIP5 simulation results [2, 3]. The reliability of the ensemble estimate was assessed by construction of three different ensemble versions:

1. the eight models-ensemble recommended by [4] as giving the best representation of the wind velocity distribution: 75% of the grid cells are similar to the ERA-Internim reanalysis data;
2. the nine models-ensemble satisfying to the 70% threshold;
3. all thirty-two models available for rcp4.5.

The correspondence between the results of all the assembling approaches was shown to be quite good for the middle of the twenty-first century. Particularly, all the ensembles agree in a considerable decrease of the wind resources that should be expected in the European part of Russia and in the south of West Siberia to 2050. Another robust output of our analysis is an increase of the average annual wind speed in the southern Russian Far East.

The range of the wind change during the considered 40-years period is in the range -6..+6% which mean -18..+18% change of the potential wind generation. However, it should be noted that our assessment is intended to give a very initial estimation. The main output of the presented work is an ultimate need to account for the climate-change associated alteration of the wind regime when establishing the long-term plans of the wind farms construction in Russia.

Acknowledgments. *This work is supported by Russian Science Foundation (project No 18-79-10255) in part of methodology development and by the Russian Foundation for Basic Research (grant No 17-08-00134) in part of making calculations. The authors highly acknowledge participating modeling groups of the CMIP5 project and the World Data Center for Climate in Hamburg for granted access to the CMIP5 simulation data.*

References:

1. *Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Ed. by Core Writing Team, R. K. Pachauri and L. A. Meyer (Intergovernmental Panel on Climate Change, Geneva, Switzerland, 2014).
2. Taylor, K.E., R.J. Stouffer, G.A. Meehl: *An Overview of CMIP5 and the experiment design*. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 93, 485-498, doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1, 2012

3. Knutti R. // IPCC Working Group I AR5 snapshot: The rcp45 experiment. World Data Center for Climate. 2014. doi:10.1594/WDC/ETHr4.
4. Carvalho D. et al. Potential impacts of climate change on European wind energy resource under the CMIP5 future climate projections / Renewable Energy 101 (2017) 29-40.

Разработка оценок ветроэнергетического потенциала для территории России

Федотова Е.В., Луферова Е.А.

Московский энергетический институт, Россия
E-mail: e.v.kasilova@gmail.com

Современная энергетика переживает переломный момент своего развития. Технологии, которые еще двадцать лет выглядели представляющими исключительно лабораторный интерес, сегодня ложатся в основу реальных современных энергосистем. Один из самых впечатляющих примеров подобного развития дает ветроэнергетика. Ветроустановки, которые в Советском союзе эксплуатировались еще в 1930-х годах, на протяжении многих десятилетий играли лишь вспомогательную роль в энергоснабжении. Сегодня ветропарки по всему миру становятся одной из ведущих технологий электрогенерации, сравниваясь по общей выработке с атомными электростанциями [1].

Одна из особенностей ветроэнергетики состоит в самой непосредственной связи выработки и, соответственно, экономических показателей с климатическими условиями. Накопленный опыт эксплуатации современных ветропарков позволяет уверенно утверждать, что ключевым условием успешной интеграции ветроэнергетической мощности в энергосистему является корректный учет особенностей ветрового режима на конкретной территории [2 - 4]. Предпроектные исследования, включающие мониторинг скорости ветра на выбранном для ветропарка месте в течение нескольких лет, стали общепринятой практикой при строительстве ветропарков.

В России ветроэнергетика стоит на пороге своего развития. В ближайшие десятилетия планируется ввод нескольких ветропарков по всей стране, которым предстоит найти оптимальную стратегию своей работы в составе существующих энергосистем. Понимание долгосрочной динамики скорости ветра на территории страны в этих условиях становится критически важным.

Начиная с 1970-х годов, на территории России зафиксирован устойчивый тренд к снижению приповерхностной скорости ветра [5]. Дательный анализ, проведенный специалистами Росгидромета, позволил заключить, что уменьшение средней скорости ветра характерно для всех сезонов и происходит практически повсеместно [6]. Особенно выражен этот эффект на Европейской территории России – где на сегодняшний день планируется ввод большей части ветропарков. Наблюдаемую тенденцию авторы связывают с современными изменениями климата.

Что касается прогнозных оценок, для динамики ветропотенциала на территории России существуют расчеты, использующий результаты расчетов пятой фазы международного проекта CMIP (Coupled Model Intercomparison Project – проект межмодельного сопоставления сопряженных моделей. К сожалению, детали этих расчетов не были опубликованы.

В монографии [7] приведена карта изменения скорости ветра по территории России к середине XXI века, однако, авторы не указали сценарий, для которого эти оценки были получены, что серьезно затрудняет их интерпретацию. В обзорном докладе Росгидромета [5] приведена ссылка на проведенные ансамблевые расчеты приземной скорости ветра для сценария rcp 8.5, однако из результатов этих расчетов не представлены. Составители отчета указывают, что полученное с помощью этой оценки изменение скорости ветра на территории России лежит в диапазоне +/-1 м/с, и, полагая это изменение незначительным, дальнейшие подробности не раскрывают.

Недавно была опубликована работа [8], содержащая результаты детального анализа результатов CMIP5 для Арктических территорий России. Однако, в фокусе внимания авторов находились только территории открытого моря. Кроме того, расчеты были проведены для катастрофического климатического сценария rcp 8.5, реализация которого, к счастью, маловероятна. Указанное обстоятельство не позволяет использовать результаты полученные в [8] даже для самых предварительных выводов о реальной динамике ветропотенциала на территории России.

С оценкой о значительности изменений скорости ветра, полученных в расчетах [5, 8], согласиться сложно. Для работы ветроустановок существенны уже величины порядка 0.1 м/с [4]. Связано это с тем, что выработка электроэнергии ветроустановкой зависит от кинетической энергии ветрового потока P_{wind} , которая пропорциональна кубу скорости ветра v :

$$P_{wind} = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot v^3,$$

где ρ – плотность воздуха.

Изменение скорости приземного ветра на величину порядка 1 м/с, полученное [5], при значениях скорости 3..5 м/с, характерных для территории России, означает изменение выработки ветроустановки в два-три раза. Иными словами, изменения климата неизбежно скажутся на становлении ветроэнергетики в России. И сегодня, в начале этого пути, существует острая необходимость получения детальных прогнозных оценок при реалистичных климатических сценариях.

Что касается методики расчетов, недавние работы, направленные на оценку воспроизведения моделями СМIP5 ветрового режима [9, 10], свидетельствуют, что важнейшей предпосылкой достоверности этих расчетов является методика формирования ансамбля. Для территории России влияние состава ансамбля на результат прогнозных оценок для ветра до сих пор специально не исследовалось.

Целью нашей работы было получение ансамблевых прогнозных оценок для скорости приземного ветра на территории России и оценка их достоверности, используя разные подходы к формированию ансамбля моделей. Был рассмотрен умеренный климатический сценарий rcp 4.5 как наиболее близкий к реальной картине на протяжении XXI века. Для наших расчетов мы использовали результаты пятой фазы проекта СМIP, которая на сегодняшний день обеспечивает доступ к наиболее полному набору сценарных расчетов: на сегодняшний день для приповерхностной скорости ветра доступны результаты, полученные с помощью 32 моделей [11].

При формировании ансамбля мы использовали результаты [9] валидации глобальных моделей СМIP5 на данных реанализа. Суть валидационной процедуры, выполненной авторами [9], сводилась к проверке воспроизведения каждой из моделей распределения скорости ветра по ячейкам расчетной сетки. В качестве метрики качества воспроизведения было выбрано количество ячеек, для которого тест Комогорова-Смирнова дает положительный результат.

В наших расчетах мы рассмотрели три ансамбля:

1. ансамбль, рекомендованный [9], из восьми моделей, для которых 75% модельных ячеек для территории Европы дают распределение скоростей ветра, соответствующее данным реанализа;
2. ансамбль из девяти моделей, для которых доля ячеек с корректно воспроизводимым распределением составляет 70%;
3. ансамбль из всех, доступных на сегодняшний день моделей.

На рис. 1 приведено сопоставление результатов всех трех рассмотренных ансамблей для середины XXI века.

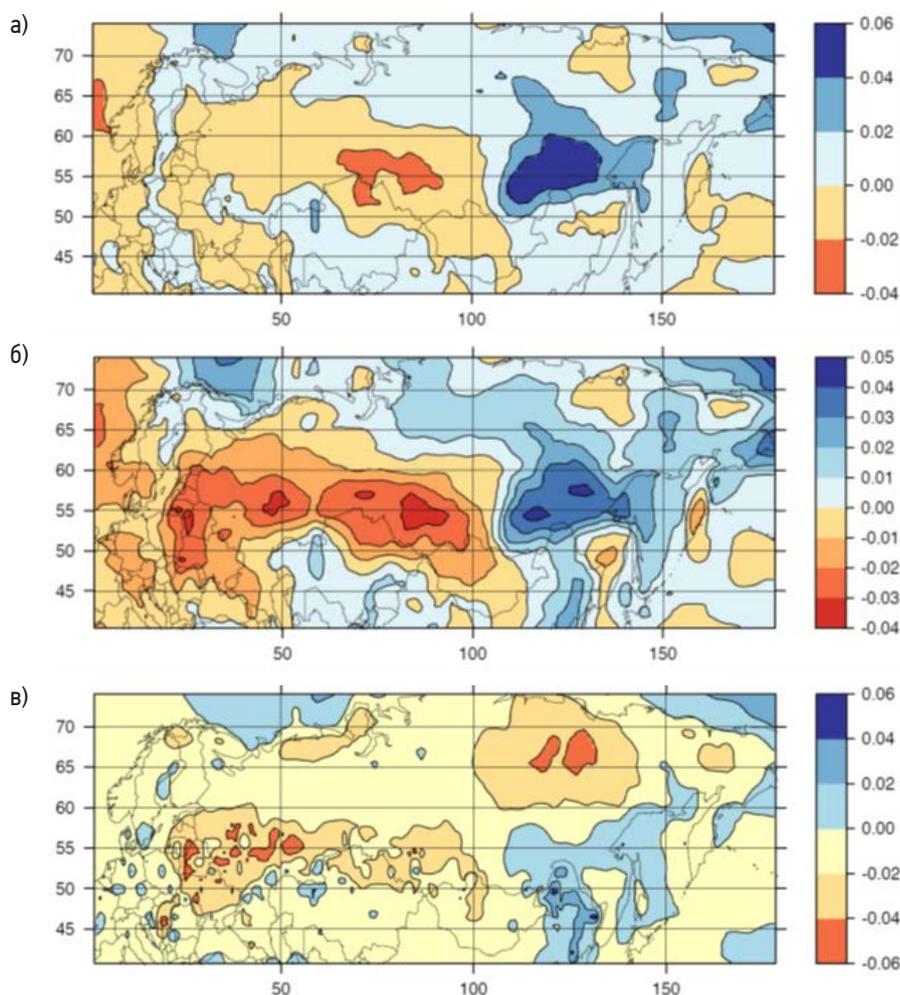


Рис. 1. Результат ансамблевой оценки относительного изменения среднегодового значения приповерхностной скорости ветра в 2045-2054 гг. по отношению к 2007-2016 гг.: а – ансамбль восьми лучших, б – ансамбль девяти лучших, в – ансамбль всех доступных).

Для общей картины относительного изменения скорости ветра все три ансамбля дают достаточно близкие результаты, хотя существенно отличаются в деталях. Во всех трех случаях близким оказывается диапазон изменения по территории: от -6...-4% до +5...+6%. Ансамбли согласуются также в том, что наиболее выраженного снижения скорости ветра следует ожидать в центральной и южной частях Европейской территории России, а также на юге Западной Сибири, что находится в соответствии с данными наблюдений [6].

Второй вывод, который следует из сделанного сопоставления, является вероятное увеличение средней скорости ветра в Приморье и на шельфе Сахалина. Этот эффект, по всей видимости, связан с направленными изменениями атмосферной циркуляции – в частности, в ослаблении Сибирского максимума.

Следует подчеркнуть, что задач выполненной оценки состоит в получении самого первого приближения долговременной прогнозной оценки для изменения ветропотенциала. Обнаруженные эффекты носят крупномасштабный характер, и, вполне возможно, их влияние на работу ветропарков можно скомпенсировать, используя локальные особенности топографии.

Единственный вывод, который из проведенной работы можно с уверенностью сделать уже сегодня: изменение климата несет в себе как риски, так и новые возможности для развития ветроэнергетики в России, и климатические эффекты, безусловно, должны учитываться при долгосрочном планировании ввода ветроустановок.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 18-79-10255) в части разработки расчетной методики и Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 17-08-00134) в части проведения расчетов. Авторы благодарят исследовательские группы, участвующие в международном проекте CMIP5, за предоставление результатов расчетов по моделям общей циркуляции атмосферы и Гамбургский международный центр климатических данных (World Data Center for Climate, Deutsches Klimarechenzentrum) за организацию доступа к данным.

Литература:

1. Клименко В.В., Терешин А.Г., Федотова Е.В. *Мировая энергетика, энергетические ресурсы планеты и глобальные изменения климата в 21 веке и за его пределами // Энергетическая политика. 2017. №4. С.26-36.*
2. Gkarakis (2018) *Performance analysis of an oper windfarm of 21 MW in Greece for a period of three years // Journal of Power Technologies. 2018. 98 (5). С. 396–402*
3. Елистратов В.В. *Энергетическое снабжение изолированных территорий России // Академия энергетика. 2015. №4 [66]. С. 26–33.*
4. Bezrukovs V., Bezrukovs V. *Problems in Assessment of Wind Energy Potential and Acoustic Noise Distribution when Designing Wind Power Plants // Environmental and Climate Technologies. 2011. 6. С. 9–16*
5. *Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014.*
6. Бульгина О.Н., Коршунова Н.Н., Разуваев В.Н. *Изменение режима ветра на территории России // Труды ГГО. 2013. Вып. 586. С. 156–172.*
7. Елистратов В.В. *Возобновляемая энергетика / Санкт-Петербург, 2016.*
8. Суркова Г.В., Крылов А.А. *Изменения средних и экстремальных скоростей ветра в Арктике в конце XXI века // Арктика и Антарктика. 2018. № 3. С. 26–36*
9. Carvalho D. et al. *Potential impacts of climate change on European wind energy resource under the CMIP5 future climate projections / Renewable Energy. 2017. 101. P. 29–40.*
10. Tian Q. et al. *Observed and global climate model based changes in wind power potential over the Northern Hemisphere during 1979–2016 // Energy. 2019. 167. P. 1224–1235*
11. Knutti R. // *IPCC Working Group I AR5 snapshot: The rcp45 experiment. World Data Center for Climate. 2014. doi:10.1594/WDCC/ETHr4.*

Analysis of aridity characteristics in Europe in the last millennium according to calculations with climatic models

¹Mirsaeva N.A., ^{1,2,3}Eliseev A.V.

¹ Lomonosov Moscow State University, Russia

² Kazan Federal University, Russia

³ A.M. Obukhov Institute of Atmospheric Physics RAS, Moscow, Russia

E-mail: NAMirsaeva@kpfu.ru

The spatio-temporal distribution of aridity characteristics in Europe based on the results of the experiment is considered CMIP5. According to the calculations with the MPI-ESM-P model, the climate cooling in the Little Ice Age is characterized by a more humid climate in northern Europe compared with the pre-industrial period M (0), although the changes are statistically insignificant. For the medieval climatic optimum, the arid climate in the south of Europe is typical compared with the pre-industrial period M (0), the changes are statistically insignificant.

The MPI-ESM-P model has demonstrated the ability to reproduce the secular changes in surface air temperature consistent with the climate of the past.

Анализ характеристик засушливости на территории Европы в последнее тысячелетие по данным расчетов с климатическими моделями

¹Мирсаева Н.А., ^{1,2,3}Елисеев А.В.

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Россия

² Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН, Москва, Россия

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Россия

E-mail: NAMirsaeva@kpfu.ru

Всемирный экономический форум (ВЭФ) опубликовал списки глобальных рисков на 2017 г. [1]. Первую позицию в пятерке наиболее вероятных глобальных рисков, заняли опасные погодные явления, к числу которых относятся и засухи.

Засуха, как опасное природное явление, определяется прежде всего метеорологическими факторами, несмотря на многообразие других факторов, вносящих свой вклад в ее возникновение.

В последнее время значительно возрос интерес к пространственно-временным характеристикам засушливости. Прежде всего он обусловлен негативным влиянием засух на продуктивность сельского хозяйства и неустойчивостью характеристик засушливости в условиях меняющегося климата [2].

В работе проанализировано пространственно-временное распределение характеристик засушливости на территории Европы на основе результатов эксперимента CMIP5 (Climate Models Intercomparison project, phase 5; <https://cmip.llnl.gov/cmip5/>) [3], в котором воспроизводится климат за последние 1000 лет (past1000 and historical). Используются данные среднемесячных значений аномалий температуры воздуха и количества атмосферных осадков модели MPI-ESM-P [4]. Выделены следующие периоды: M(0) – базовый период или доиндустриальный (1870 – 1899 гг.), M(1) – средневековый оптимум (1050 – 1200 гг.), M(2) – малый ледниковый период (1600 – 1750 гг.), M(3) – современный период (1970 – 1999 гг.).

Рассмотрим сначала, насколько модель MPI-ESM-P хорошо воспроизводит многолетний ход приземной температуры воздуха (рис. 1, 2). Оказалось, что по данным модели оно очень близко к реальным наблюдавшимся значениям [5].

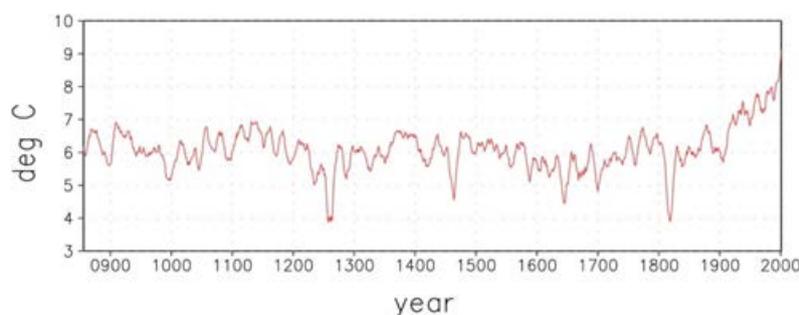


Рис. 1. Среднегодовая приземная температура, осредненная в регионе 30-80° с.ш. 0-90° в.д.

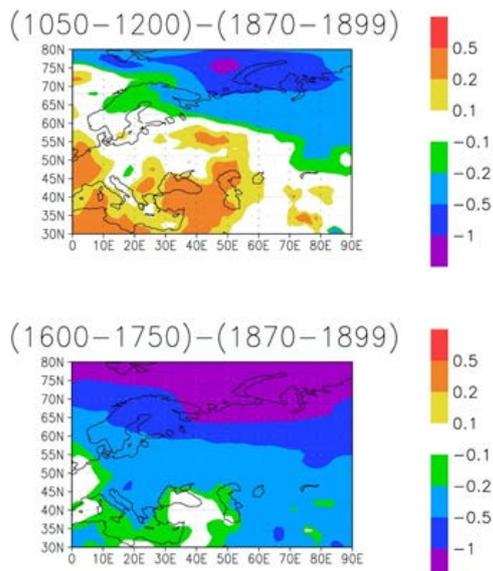


Рис. 2. Среднегодовая приземная температура, осредненная по указанным временным интервалам.

(1600–1750)–(1870–1899), June

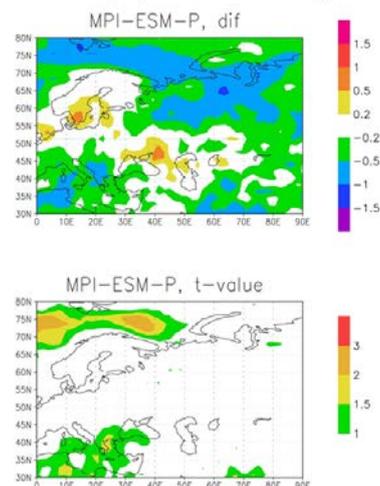


Рис. 3. Изменение индекса засушливости Педя в июне (M(2)-M(0)).

(1050–1200)–(1870–1899), June

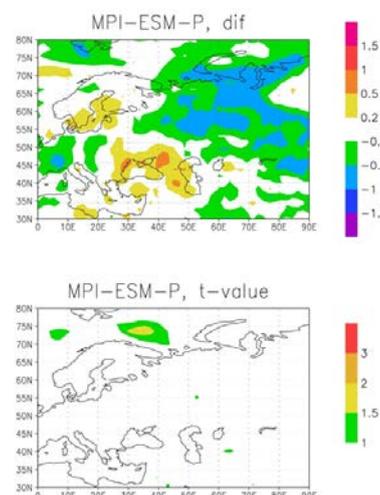


Рис. 4. Изменение индекса засушливости Педя в июне (M(1)-M(0)).

Далее для каждого периода рассчитывался индекс засушливости Д.А. Педя [2] с мая по август, определялся двусторонний критерий Стьюдента и вычислялись отклонения периодов (M(1), M(2), M(3)) от базового M(0). Период с мая по август выбран, т.к. весенне-летние засухи наносят наибольший ущерб сельскому хозяйству и определяет функционирование естественных наземных экосистем. В соответствии с обычной практикой применения индекса Педя анализ был ограничен территорией Европы (в данной работе определённой как область 30-80° с.ш. 0-90° в.д.).

Согласно расчетам с моделью MPI-ESM-P похолодание климата в малый ледниковый период (рис. 3) характеризуется более влажным климатом на севере Европы по сравнению с доиндустриальным периодом M(0), хотя изменения статистически незначимы. Для средневекового климатического оптимума (рис. 4) характерен засушливый климат на юге Европы по сравнению с доиндустриальным периодом M(0), изменения статистически незначимы.

Модель MPI-ESM-P продемонстрировала возможность воспроизведения вековых изменений приземной температуры воздуха, согласующихся с климатом прошлого.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект 18-05-00087 А).

Литература:

1. <http://reports.weforum.org/global-risks-2017/>
2. Черенкова Е.А. Количественные оценки атмосферных засух в Европейской России // Изв. РАН. Серия географическая. 2013. № . С.76 – 85.
3. Braconnot P., Harrison S.P., Otto-Bliesner B, et al. The Paleoclimate Modeling Intercomparison Project contribution to CMIP5 // CLIVAR Exchanges. 2011. Special issue №56. Vol. 16. №2. P. 15 – 19.
4. Bakker P., Stone E.J., Charbit S., et al. Last interglacial temperature evolution – a model intercomparison // Climate of the Past. 2013. Vol. 9. P. 605 – 619; doi: 10.5194/cpd-8-4663-2012.
5. Mokhov I.I, Eliseev A.V. Climate Change 3: History and Current State // Encyclopedia of Ecology (ed. Jorgensen S.E., Fath B.). Amsterdam: Elsevier. 2008. P.598-602.

SESSION VII

THE SIXTEENTH SESSION OF THE CIS CLIMATE FORUM ON SEASONAL FORECASTS (NEACOF-16)

СЕКЦИЯ VII

ШЕСТНАДЦАТАЯ СЕССИЯ КЛИМАТИЧЕСКОГО ФОРУМА СТРАН СНГ ПО СЕЗОННЫМ ПРОГНОЗАМ (СЕАКОФ-16)



Accuracy of Uzhydromet's monthly forecasts

Shermukhamedov U.A.

Uzhydromet, Tashkent, Uzbekistan
E-mail: uzhyet@meteo.uz

This thesis is devoted to the analysis of weather in Uzbekistan and the predictability of forecasts both by months and by seasons. It should be noted, that only monthly weather forecasts are made at Uzhydromet. The general principle of forecasts is the same as in other centers. In Uzhydromet use the method of analogues proposed Multanovsky. Based on this method, we seek a year analogue. Further, on the basis of the analogue year, we predict the average monthly temperature and the amount of precipitation per month. The forecast is given relative to the norm; therefore, an assessment is also made by comparing the actual weather with the climatic norm.

Below are the tables of our predictions for 2017. The year was chosen randomly, since the scatter of the justification is also random and generally does not depend on the season or month.

Table 1. Accuracy of precipitation amount forecasts for 2017.

Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Accuracy (%)	83	56	70	56	41	40	24	91	57	48	46	85

Table 2. Accuracy of forecasts of average monthly temperatures for 2017.

Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Accuracy (%)	80	63	52	90	44	96	70	91	88	81	33	67

Оправдываемость месячных прогнозов Узгидромета

Шермухамедов У.А.

Узгидромет, Ташкент, Узбекистан

E-mail: uzhymet@meteo.uz

Данный тезис посвящается анализу погоды в Узбекистане и оправдываемости прогнозов как по месяцам так и по сезонам. Надо отметить, что в Узгидромете делаются только месячные прогнозы погоды. Общий принцип прогнозов такая же как в других центрах. В Узгидромете используют метод аналогов предложенный Мультиановским. На основе данного метода находим год аналог. Далее на основе уже года аналога прогнозируются среднемесячная температура и сумма осадков за месяц. Прогноз дается относительно нормы, поэтому оценка тоже делается сравнивая фактическую погоду с климатической нормой.

Ниже показаны таблицы оправдываемости наших прогнозов за 2017 год. Год выбран случайно, так как разброс оправдываемости тоже случаен и в целом не зависит от сезона или месяца.

Таблица 1. Оправдываемость прогнозов суммы осадков за 2017 год.

Месяц	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Оправдываемость (%)	83	56	70	56	41	40	24	91	57	48	46	85

Таблица 2. Оправдываемость прогнозов среднемесячных температур за 2017 год.

Месяц	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Оправдываемость (%)	80	63	52	90	44	96	70	91	88	81	33	67

ЗИМА.

Среднемесячная температура.

Начало зимы 2017 года была в целом теплым и осадочным. Средняя месячная температура воздуха в январе по территории республики была на 1-3°, по пустынной зоне на 4° выше нормы, и составила 0-3° тепла, по югу до 6° тепла, по северу 4° мороза-1° тепла. А в феврале была около нормы, местами на 1,2-1,9° выше нормы, в отдельных районах пустынной зоны республики на 1,1-1,4° ниже нормы и составила 1-4° тепла, по югу до 4-7° тепла, по северу и пустынной зоне 1-4° мороза, по Устюрту до 7° мороза.

Осадки.

Сумма осадков за январь было по большей части территории республики около и больше нормы. По Каракалпақстану (кроме Устюрта), местами Хорезмской области и по областям Ферганской долины меньше нормы и составило в северных, восточных районах и в пустынной зоне республики 2-32 мм, по остальной территории 38-68 мм, в отдельных предгорных районах 79-96 мм.

Февраль месяц был по большей части территории республики — осадочным. Наиболее интенсивные осадки прошли местами 3, 14, 17-19 февраля, также по горным районам 11-12, 25 февраля. Количество осадков за сутки в эти дни составила 15-37 мм, 17-18 февраля до 42-51 мм. Суммарное количество осадков за февраль по большей части территории республики было значительно больше нормы, по северу и пустынной зоне меньше нормы и составило 98-133 мм, местами по Ташкентской области 477 мм.

В целом за зиму прогноз температуры оправдался на 50% а осадков на 65%.

ВЕСНА.

Среднемесячная температура.

Средняя месячная температура воздуха в марте по территории республики была около нормы, местами до 3,6° выше нормы и составила 6-10° тепла, по югу 11-13° тепла, по Каракалпақстану 3-5° тепла.

В апреле средняя месячная температура воздуха по территории республики была около нормы, местами по Каракалпақстану на 1,2-1,8° выше нормы и составила 14-18°. Только в первой декаде месяца температура воздуха понижалась ночью до 0-5° тепла (по северу до 3° мороза), днем до 7-12° тепла, что на 5-6° ниже среднегодовых значений.

Средняя месячная температура в мае по большей части территории республики была на 1,4-3,8° выше нормы и составила 22-25°, местами по югу и пустынной зоне до 28°.

Осадки.

Сумма осадков за март по большей части территории республики была 30-66 мм, местами до 70-98, в отдельных предгорных районах 107-112 мм. По Каракалпастану, Хорезмской области и областям Ферганской долины 14-28 мм. В третьей декаде осадки по большей части территории республики наблюдались практически ежедневно. Интенсивность осадков была, в основном, от слабой до умеренной. Такое количество осадков по большей части территории республики было около, местами меньше нормы.

В течение апреля по республике наблюдалось неравномерное распределение осадков. Интенсивность дождей в основном была от слабой до умеренной. Наиболее интенсивные дожди прошли по равнине 3 апреля, а 13 апреля в отдельных горных районах. Количество осадков за сутки в эти дни составила 16-30 мм, по горным районам до 33-76 мм. Сумма осадков за апрель по большей части территории республики была около и меньше нормы, по областям Ферганской долины больше нормы и составила 25-68 мм, в предгорных и горных районах 71-132 мм.

Распределение осадков по территории республики в мае было неравномерным. По Каракалпастану, Хорезмской, Бухарской, Сурхандарьинской, Ферганской Самаркандской, Навоийской областям сумма осадков за месяц составила 2-6 мм. По Ташкентской и Наманганской областям 35-52 мм, по остальной территории 8-27 мм. 7 мая по Ташкентской области, 9 и 17 мая на МС Акбайтал (Навоийская область), также 18 мая по горным районам Ташкентской и Кашкадарьинской областей наблюдались интенсивные осадки. За сутки в эти дни выпало 15-27 мм, в горах до 35 мм. 17 мая на МС Акбайтал (Навоийская область) выпало 47 мм за сутки (4 месячной нормы). Такое количество осадков в основном по территории республики было меньше, в отдельных районах около и больше нормы.

В среднем прогноз весенний период оправдался: температура — 65%, осадки — 56%.

ЛЕТО.

Среднемесячная температура.

Средняя месячная температура воздуха в июне по большей части территории республики была около, местами на 1,5-2,2° выше нормы и составила 25-28° по югу и пустынной зоне до 32°.

В июле была на 1,2-2,4°, местами по Устюрту до 2,9° выше нормы, в отдельных пунктах республики около нормы и составила 28-31°, по пустынной зоне местами до 34°.

В периоды жаркой погоды среднесуточная температура воздуха была на 4-6° выше нормы. 3-9 и 26 июля в ряде регионов республики наблюдалось перекрытие абсолютного максимума этих дней или было близко к нему. В городе Ташкенте 26 июля был перекрыт абсолютный максимум на 0,1° и составил 41,7°.

Средняя месячная температура воздуха в августе была по большей части территории республики около, местами на 1-1,5° выше нормы. По Каракалпастану, в отдельных районах Хорезмской области на 1,7-2,9° выше нормы.

Осадки.

Сумма осадков за июнь по большей части территории составила 0,0-10 мм, в отдельных районах Самаркандской, Наманганской, и по Андижанской областей - 13-26 мм, в отдельных предгорных районах 66 мм. Такое количество осадков по территории республики в основном было меньше, в отдельных районах около и больше нормы.

Июль в целом был сухим, лишь в отдельные дни местами прошли локальные кратковременные дожди количеством 0,0-2,0 мм за сутки. По предгорным и горным районам дожди были более интенсивными, их суточное количество достигало 10,0-16,0 мм. Сумма осадков за месяц по большей части территории республики составила 0,0-2,0 мм; местами по Андижанской, Наманганской областям, в отдельных районах Ташкентской, Сырдарьинской областей 3-6 мм; в отдельных пунктах Андижанской (МС Улугнар), Наманганской (МС Касансай), Ташкентской (МС Ангрен) областей и Каракалпакистана (МС Жаслык) 12-35 мм. Такое количество осадков в июле по большей части территории республики было меньше, в отдельных районах Каракалпакистана, Ташкентской, Сырдарьинской, Андижанской, Наманганской областей больше и около нормы.

В целом август был сухим, лишь в отдельные дни в отдельных районах республики прошли кратковременные дожди количеством 0,0-4,0 мм за сутки. По предгорным и горным районам Ташкентской, Ферганской, Наманганской областей дожди были более интенсивными, их суточное количество достигало 7,0-9,0 мм. Дожди иногда сопровождалась грозами. Сумма осадков за месяц составила от 0,0 до 2,0 мм, местами по Андижанской области и в отдельных районах Ферганской области 4-13 мм. Такое количество осадков в августе по большей части территории республики было меньше нормы. По Андижанской области, в отдельных районах Ферганской области больше нормы.

В среднем прогноз за лето оправдался по температуре на 85%, по осадкам на 50%.

ОСЕНЬ.

Среднемесячная температура.

Средняя месячная температура воздуха в сентябре по территории республики была на 1-1,8°, по Устурту и местами по пустынной зоне Навоийской области на 2,4° выше нормы, по Ташкентской, Самаркандской, Джизакской, Сырдарьинской, Сурхандарьинской областям и в отдельных районах Навоийской, Кашкадарьинской, Андижанской, Наманганской областей около нормы и составила 20-24°, местами по югу и пустынной зоне до 26°.

По северу в первой пятидневке наблюдались очень высокие значения температуры воздуха. Столбик термометра в эти дни достигал ночью 20-25°, днем 38-43°, что на 4-6° выше среднемесячных значений. С 5 по 24 сентября температура была в пределах ночью 12-17°, днем 27-32°. В последней пятидневке наблюдалось понижение температуры ночью до 2° мороза-3° тепла (на почве до 3-5° мороза), днем до 12-17° тепла.

В октябре была около нормы, местами на 1,1-1,7° выше нормы и составила 13-18° тепла, по Каракалпакустану, Хорезмской области 9-12° тепла. Самые высокие значения температуры воздуха по территории Узбекистана наблюдались 17 и 30-31 октября. В эти дни температура воздуха повышалась ночью до 18-20° тепла, днем до 31-33° тепла, по югу до 35° тепла, что близко к значениям абсолютного максимума для этих дней.

В ноябре средняя месячная температура воздуха по большей части территории Узбекистана была на 1-2° выше нормы, по Каракалпакустану, Хорезмской области на 2,3-3,2° выше нормы и составила 7-12° тепла, в отдельных районах Каракалпакустана 3-6° тепла.

Самые высокие значения температуры воздуха отмечались 1-2 ноября. В эти дни по большей части территории температура воздуха повышалась ночью до 12-17° тепла, днем до 30-34° тепла, что на 10-12° выше нормы. В ряде районов республики 2 ноября были перекрыты абсолютные максимумы температуры этого дня.

В г. Ташкенте значения абсолютного максимума температуры были перекрыты 1 и 2 ноября. 1 ноября новый температурный рекорд составил 29,7° (на 0,1° выше предыдущего рекорда 2009 года), 2 ноября - 31,6° тепла (на 1,1° выше предыдущего рекорда 2016 года).

Осадки.

В целом сентябрь месяц был сухим. В течение месяца осадков по республике не наблюдалось, лишь 27 сентября в отдельных горных районах Ташкентской области и 28-30 сентября по большей части республики прошли дожди. Суточное количество их было пёстрым от 0,0 до 14,0 мм. Сильные дожди прошли по всем горным районам Узбекистана. Наибольшее количество осадков за сутки выпало на СЛ Ойгаинг-30 мм, СЛ Куль-36 мм, СЛ Камчик-44 мм.

Сумма осадков за сентябрь по большей части территории республики была 0,0-4,0 мм, по Ташкентской, Самаркандской, Андижанской, Наманганской областям 5-16 мм, по Джизакской области, в отдельных районах Андижанской, Наманганской областей и в предгорных районах Ташкентской области 16-31 мм, в отдельных горных районах Ташкентской, Кашкадарьинской, Наманганской областей до 62-73 мм.

В целом за октябрь по большей части территории осадков выпало мало:

по Самаркандской, Бухарской, Навоийской, Кашкадарьинской, Сурхандарьинской областям 0,0-6 мм. По Хорезмской, Ташкентской, Джизакской, Сырдарьинской областям 8-15 мм, что значительно меньше нормы, лишь по Хорезмской области больше нормы (150-300% от нормы), по Каракалпакустану и областям Ферганской долины осадков за месяц выпало 21-50 мм, что составило 140-543% от нормы.

Сумма осадков за ноябрь составила по большей части территории республики 0,0-18 мм, по Ташкентской области, в отдельных районах Самаркандской, Джизакской области, в отдельных пунктах Каракалпакустана, Сырдарьинской, Кашкадарьинской областей 20-36 мм.

Такое количество осадков было по большей части территории республики меньше нормы, местами по Хорезмской, Ташкентской, Сурхандарьинской областям и пустынной зоне Бухарской области около нормы, в отдельных районах Каракалпакустана больше нормы.

В среднем прогноз за осень оправдался по температуре на 67%, по осадкам на 50%.

Specialized climate services to support decision making in Kazakhstan

Kurmanova M., Monkayeva G.

RSE "Kazhydromet", Almaty, Kazakhstan

E-mail: meruert.kurmanova@mail.ru , gulsara.monkayeva@mail.ru

The ClimPACT software was developed by the WMO Commission for Climatology for the purpose of monitoring extreme values of climatic parameters that are most significant for specific sectors of the economy and the social sphere. The ClimPACT2 allows calculating more than 60 sector-specific climatic indices and their variations. These indices derived from daily data allow extract an objective information from daily weather observations that answers questions concerning aspects of the climate system that affect many human and natural systems with particular emphasis on extremes. Such indices might reflect the duration or amplitude of heat waves, extreme rainfall intensity and frequency or measures of extremely wet or dry / hot or cold periods that have socio-economic impacts. Climate indices provide valuable information contained in daily data, without the need to transmit the daily data itself. Most indices focus on counts of days crossing a threshold; either absolute/fixed thresholds or percentile/variable thresholds relative to local climate. Others focus on absolute extreme values such as the warmest, coldest or wettest day of the year. The indices are used for both observations and models, globally as well as regionally, and can be coupled with simple trend analysis techniques, and standard detection and attribution methods in addition to complementing the analysis of more rare extremes using Extreme Value Theory.

This article presents the results of the analysis of some application-relevant climatic indices, calculated on data of 93 meteorological stations in Kazakhstan for 2017, using the base period from 1981 to 2010, and trends for the period 1976–2017. Before indices computing all daily input data were checked for quality and homogeneity. In this study the RHTest software was used for daily air temperature data and the RHtests_dlyPrp software for daily precipitation data. These software packages developed by the experts of the WMO Commission for Climatology.

The spatial distribution of the following indices across the territory of Kazakhstan in 2017 was analyzed: the number of very hot days (SU25) with daily maximum air temperatures above 35°C; the growing season length (GSL), when the average daily temperature of 6 consecutive days was above 5 and 10°C; the number of ice days (ID), when the daily maximum air temperature fell below 0°C; the number of days with very hard freeze (FDm20), when the daily minimum air temperature was below minus 20°C; the Hddheat index, showing the heating degree for the cold period; and the maximum number of consecutive dry days (CDD), when the daily precipitation was less than 1 mm; and the maximum duration of the rainy period, when the amount of precipitation was equal to or more than 1 mm.

The main results are the following. There are statistically significant trends of increasing the number of very hot days in West Kazakhstan, Aktobe, Atyrau, Mangistau, Kyzylorda, Turkestan regions: by 4-8 days every 10 years. In the southeastern regions the frequency of hot days increases by 13 days every 10 years. The active growing season length, when the temperature is above 10°C, increased by 3-5 days / 10 years. The number of ice days is gradually reduced. The highest reduction rate (by 4-8 days / 10 years) is observed mainly in the north-west and in some places in the central part of the republic. In the rest regions, the number of days with daytime frosts decreases at a slower rate (by 1-3 days / 10 years). The number of days with very hard freeze decreases by 1-3 days / 10 years throughout the republic. Also in most parts of Kazakhstan, a tendency to reduce the maximum duration of the period without precipitation has been observed.

Специализированное климатическое обслуживание в поддержку принятия решений в Казахстане

Курманова М., Монкаева Г.

РГП «Казгидромет», Алматы, Казахстан

E-mail: meruert.kurmanova@mail.ru, gulsara.monkayeva@mail.ru

Климат – это природный ресурс, жизненно важный для благосостояния, здоровья и процветания населения любого государства. Метеорологическая информация помогает пользователям данной информации, в том числе и лицам, принимающим решения, планировать любую деятельность с учетом современных климатических условий и ожидаемых изменений климата. Принимая во внимание географическое положение Казахстана и его обширную территорию, наблюдаемые изменения климатических условий в различных регионах Республики могут оказать как негативное, так и позитивное воздействие на биофизические системы, на экономическую деятельность и социальную сферу. Учет климатических условий и оценка их изменений необходимы для определения потенциальных последствий и принятия своевременных и адекватных мер адаптации, в конечном итоге, для обеспечения устойчивого развития Казахстана.

Казахстанская национальная гидрометеорологическая служба «Казгидромет» выпускает множество различных продуктов от общих прогнозов погоды различной заблаговременности до специализированных продуктов, в основном, для сельского хозяйства. С 2018 года в оперативной практике Казгидромета используется программный продукт ClimPACT [1, 2], который был создан экспертной группой по климатическим рискам и климатическим индексам для конкретных секторов, входящей в Комиссию по климатологии ВМО. ClimPACT разработан для целей мониторинга экстремальных значений климатических параметров, наиболее значимых для конкретных отраслей экономики и социальной сферы: сельское хозяйство, энергетика, водные ресурсы, здравоохранение. Программы ClimPACT могут быть также использованы для оценок возможных будущих изменений индексов влияния на основе результатов климатического моделирования.

Комплекс специализированных климатических индексов, рассчитываемых с помощью ClimPACT и усовершенствованный в соответствии с целями ГРОКО, позволяет рассчитывать более 60 индексов и их вариаций. Индексы основаны на ежедневных данных наблюдений за погодой, что помогает извлечь информацию с особым акцентом на экстремальные явления погоды. Такие показатели могут отражать продолжительность или амплитуду волн тепла и холода, интенсивность экстремальных осадков, частоту или меру чрезвычайности влажных или сухих/жарких или холодных периодов, которые имеют социально-экономические последствия. Большинство индексов сосредоточено на днях с пересечением пороговых значений (либо абсолютных/фиксированных пороговых значений, либо процентильные/переменные пороги по отношению к местному климату). Другие сфокусированы на абсолютных экстремальных значениях, таких как, самый теплый/самый холодный, или влажный день года. Индексы могут сочетаться с простыми методами анализа тенденций, со стандартными методами обнаружения и атрибуции, дополняя анализ более редких экстремумов с использованием теории экстремальных значений. Некоторые индексы могут быть рассчитаны не только для каждого года, но и для каждого месяца.

Перед тем как вычислять индексы, важно проверить входные данные на качество и климатическую однородность. Однородность предполагает согласованность ряда во времени и является очевидным требованием для надежного анализа временных рядов характеристик климата. Существует много различных методов оценки климатической однородности. В данном исследовании использовано программное обеспечение RHTest [3] для температуры и RHtests_dlyPrcp [4, 5, 6] для суточного количества осадков, рекомендованное экспертами Комиссии по климатологии ВМО. В итоге для территории Казахстана отобрано 93 метеостанции, по данным которых были рассчитаны специализированные климатические индексы за 2017 г., в качестве базового периода использованы годы с 1981 по 2010, тенденции рассчитаны за период 1976–2017 гг.

В данной работе приводятся некоторые результаты применения программного продукта ClimPACT на примере анализа экстремальности климатических условий на территории Казахстана в 2017 году и тенденций в индексах.

Индекс количества очень жарких дней с температурой воздуха выше 35°C, который представляет интерес для разных секторов экономики, например, для сельского хозяйства, так как высокие температуры при начале влаги, с одной стороны, являются хорошими условиями для роста садово-бахчевых культур, но часто высокие температуры приводят к засухе и к потерям урожая. При высоких температурах организм человека испытывает определенный дискомфорт, что важно учитывать в здравоохранении, а также в энергетике, так как в периоды с такой температурой тратится больше энергии на охлаждение помещений. В 2017 г. в северных, центральных и северо-восточных регионах, а также в горных районах юга и юго-востока Казахстана температуры выше 35°C не наблюдались. В западных и южных

областях страны, наоборот, жаркая погода держалась очень долго, часто более 30 дней. Максимальное количество жарких дней наблюдалось в Туркестанской и Мангистауской областях (53-72 дня), вероятность не превышения данных значений составила 76 - 95 %. Статистически достоверная тенденция увеличения количества очень жарких дней с температурой воздуха выше 35°C наблюдается в Западно-Казахстанской, Актюбинской, Атырауской, Мангистауской, Кызылординской, Туркестанской областях: на 4-8 дней каждые 10 лет. На 1-3 дня каждые 10 лет увеличивается повторяемость жарких дней в юго-восточных регионах.

Также для сельского хозяйства представляет интерес продолжительность вегетационного периода. В данном случае это период между первой датой, когда средняя суточная температура пятидневки была $\geq 5^{\circ}\text{C}$, и последней даты, когда средняя суточная температура пятидневки была $\leq 5^{\circ}\text{C}$. На территории Казахстана в 2017 г. минимальный вегетационный период (160-180 дней) наблюдался в северных регионах страны. В южной половине Казахстана (за исключением горных районов) период вегетации составил более 220 дней, на крайнем юге – более 260 дней, максимум наблюдался в Шымкенте и составлял 277 дней в году.

Был рассчитан также индекс TM10, представляющий собой количество дней с температурой выше 10°C (а), который характеризует период активной вегетации растений. В 2017 году в южных регионах республики таких дней наблюдалось от 180 дней до 232 дней, в северных и центральных регионах страны - от 137 дней до 180 дней. Период активной вегетации на территории Казахстана увеличивается на 3-5 дней/10 лет.

Интересным климатическим индексом является количество дней, когда суточная максимальная температура воздуха опускается ниже 0°C (индекс ID). В северных регионах Казахстана таких дней в 2017 г. было более 100, местами более 120 дней, минимальное количество дней с дневными морозами составило 14-15 дней в южных областях Казахстана. Количество дней с дневными заморозками постепенно сокращается. Наибольшая скорость сокращения (на 4-8 дней/10 лет) наблюдается, в основном, на северо-западе республики и местами в центральной части. В южных и юго-восточных регионах количество дней с дневными заморозками сокращается более медленными темпами (1-3 дня/10 лет).

Для здравоохранения, для энергетики, для многих других видов деятельности, особенно, когда работы ведутся на открытом воздухе, полезной является информация о количестве дней с жесткими морозами, когда минимальная температура воздуха была ниже 20°C . В 2017 году в южных регионах Казахстана таких дней было не более 15 дней, либо не наблюдалось вовсе. В северных регионах Казахстана количество дней с жесткими морозами составило от 30 до 40, местами 50-60 дней. По территории республики повсеместно на 1-3 дня/10 лет сокращается количество дней с жесткими морозами, но значимое сокращение (2-3 дня/10 лет) отмечено лишь на некоторых метеостанциях Западно-Казахстанской области и на северо-востоке республики.

Для энергетики также большой интерес представляет собой индекс Hddheat, показывающий сумму температур за отопительный период, который помогает определить количество необходимой энергии для отопления. Известно, что отопительный период начинается, когда в течение 5 суток подряд среднесуточная температура наружного воздуха ниже $+8^{\circ}\text{C}$, а окончание отопительного периода происходит при устойчивом переходе средней суточной температуры воздуха через $+8^{\circ}\text{C}$. В 2017 г. суммы температур за отопительный период уменьшались с севера на юг от более 3000°C до менее 800°C в южных регионах страны. Наименьшие суммы температур за отопительный сезон отмечены в Туркестанской области.

Очень важным индексом для агропромышленного сектора и для водного хозяйства является индекс CDD, который показывает максимальную продолжительность бездождного периода, когда суточное количество осадков составляет менее 1 мм. В 2017 году максимальная продолжительность бездождного периода была зафиксирована на станциях Ганюшкино, Шардара, Шиели (102, 116 и 125 дней в году, соответственно). На юге и юго-западе продолжительность бездождного периода была, как правило, более 50 дней, в юго-восточных и северных регионах страны – в основном менее 40-30 дней. На большей части территории Казахстана наметилась тенденция сокращения максимальной продолжительности периода без осадков. На некоторых станциях Акмолинской, Павлодарской областей, а также метеостанциях юга и юго-востока республики наблюдалось статистически значимое сокращение бездождного периода (на 2-6 дней/10 лет).

Индекс CWD показывает максимальную продолжительность дождливого периода, когда количество выпавших осадков было равно или больше 1 мм. В 2017 году на территории Казахстана максимальная продолжительность периода с осадками составляла, в основном, 3-6 дней. Наибольшая продолжительность дождливого периода (9 дней) наблюдалась на юге в предгорных и горных районах.

Литература:

1. <https://github.com/ARCCSS-extremes/climpact2/archive/master.zip>
2. <http://www.r-project.org/>
3. <http://etccdi.pacificclimate.org/software.shtml>



4. Users of this software package should cite in their publications this User Manual: Wang, X. L. and Y. Feng, published online July 2013: *RHtestsV4 User Manual*. Climate Research Division, Atmospheric Science and Technology Directorate, Science and Technology Branch, Environment Canada. 28 pp. [Available online at <http://etccli.pacificclimate.org/software.shtml>]
5. Wang, X. L., 2008a: Accounting for autocorrelation in detecting mean-shifts in climate data series using the penalized maximal *t* or *F* test. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 47, 2423-2444.
6. Wang, X. L., 2008b: Penalized maximal *F*-test for detecting undocumented mean-shifts without trend-change. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 25 (No. 3), 368-384. DOI:10.1175/2007/JTECHA982.1.

Approaches and results of assessing the potential climate change in Kazakhstan

Beldeubayev Ye., Smirnova Ye., Dolgikh S.

RSE "Kazhydromet", Almaty, Kazakhstan

E-mail: yerke_beldeubayev@mail.ru, smirnova_ye@mail.ru, svetlana_dolgikh@mail.ru

At mid-latitudes, changes in air temperature occur faster than the average global temperature. On average, in Kazakhstan, the rate of increase in the annual mean temperature is about 0.3 °C every ten years. Assessing potential future climate change is needed to identify climate risks and impacts and take timely and adequate adaptation measures, ultimately, to ensure the sustainable development of Kazakhstan.

In this study, the results of coupled atmosphere-ocean general circulation models (AOGCM) were used as the main tool for assessing the changes in regional climate. All these models participated in the 5th phase of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP5). The CMIP5 was based on 20th-century climate calculations, given in accordance with the observed concentrations of greenhouse gases and aerosols, as well as 21-century climate calculations based on a new group of anthropogenic emission scenarios - so-called Representative Concentration Pathway (RCP).

In this investigation, two scenarios were selected to get projections of regional future climate change - RTK4.5 and RTK8.5, which made it possible to obtain a range of characteristics of a change in regional climate.

For more detailed spatial information on regional climate, we used the NASA Earth Exchange Global Daily Downscaled Projections (NEX-GDDP) dataset (<https://cds.nccs.nasa.gov>).

To estimate the potential changes in the surface air temperature and precipitation, data arrays were created for Central Asia, including the results of climate modeling for the periods of 1980-1999 and 2020-2060 based on an ensemble of 21st AOGCM. The period 2020-2060 was divided into two twenty-year periods (2020-2039 and 2040-2059), for which the long-term average characteristics of the climate and their changes were calculated relative to the period of 1980-1999.

Analysis of the data showed that we should expect further significant climate warming in the territory of Kazakhstan in the 21st century. The average annual temperature will increase by 1-2 °C by 2030 and by 2-3 °C by 2050. By 2050, the increase in precipitation will be mostly no more than 10%. An increase of slightly more than 10% is likely in the northern, central and mountainous regions of the southeast of Kazakhstan.

The increase in winter and summer temperatures may be around 2 °C by 2030 and 2-3 °C, and even more in the northern regions, by 2050. Winter precipitation will increase, and this increase lies within 10-20% by 2030 and by 2050, and only in some central and mountainous areas an increase in precipitation will be more than 20% by 2050. Summer precipitation only in some areas will increase by more than 10%, in some southern regions summer precipitation may even decrease, and the zone of decreasing precipitation will cover regions that are more extensive by 2050.

The main conclusion of the study is that winters in Kazakhstan will be warmer and more humid. This is especially characteristic of the northern, foothill and mountain regions. In many months of the warm period of the year, it will also be much warmer, but at the same time drier. These adverse tendencies are most pronounced for the southern, southwestern and western regions of Kazakhstan.

Подходы и результаты оценки вероятного изменения климата Казахстана

Белдеубаев Е., Смирнова Е., Долгих С.

РГП «Назгидромет», Алматы, Казахстан

E-mail: yerke_beldeubayev@mail.ru, smirnova_je@mail.ru, svetlana_dolgikh@mail.ru

По данным Всемирной метеорологической организации (ВМО) за последние 130 лет средняя глобальная температура повысилась приблизительно на 0,9 °С. В средних широтах изменения выражены ярче, таким образом территория Казахстана также очень чувствительна к этим масштабным климатическим изменениям. В среднем в Казахстане скорость повышения средней годовой температуры составляет около 0,3 °С каждые десять лет. Оценка вероятных изменений климата в будущем необходимы для определения потенциальных последствий и принятия своевременных и адекватных мер адаптации, в конечном итоге, для обеспечения устойчивого развития Казахстана.

Климатическая система может быть представлена с помощью моделей различной сложности, т.е. для каждого из компонентов или комбинации компонентов можно найти спектр или иерархию моделей, отличающихся по таким аспектам, как число пространственных параметров, степень точности описания физических, химических и биологических процессов, или уровень, на котором задействованы эмпирические параметризации. Используемые в исследованиях изменений климата модели климата можно разбить на следующие четыре класса (в порядке возрастания сложности): 1) простые климатические модели (двумерные, одномерные или даже нульмерные); 2) модели промежуточной сложности (МПС, или на английском языке EMIC – Earth System Models of Intermediate Complexity); 3) модели общей циркуляции атмосферы (МОЦА) с упрощенными описаниями верхнего перемешанного слоя океана и морского льда (ВПСО/МЛ) и 4) сложные трехмерные сопряженные модели общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), занимающие высшую ступень в иерархии климатических моделей). МОЦАО дают представление климатической системы, которое по своей полноте приближается или почти достигает верхнюю границу имеющегося на данный момент спектра. Климатические модели применяются в качестве инструмента исследования и моделирования климата, а также для оперативных целей, в том числе для месячных, сезонных и межгодовых предсказаний климата.

В данном исследовании в качестве основного инструмента для оценки изменения регионального климата использованы результаты сопряженных моделей общей циркуляции океанов и атмосферы (МОЦАО) и, таким образом, способные отражать взаимодействие составляющих климатической системы. Необходимость обновления перспективной оценки регионального климата вызвана несколькими причинами. Первая, основная, связана с тем, что в рамках подготовки Пятого оценочного доклада Межправительственной группы экспертов по изменению климата была организована уже 5-ая фаза Международного проекта сравнения новых версий сопряженных моделей общей циркуляции атмосферы и океана (CMIP5). На результаты именно этих моделей, протестированных в рамках проекта на успешность воспроизведения прошлого климата, опираются основные выводы о причинах и последствиях изменения глобального климата, сделанные в Пятом оценочном докладе МГЭИК. Основу CMIP5 составили расчеты климата 20-го века при заданных в соответствии с наблюдаемыми концентрациями парниковых газов и аэрозолей, а также расчеты климата 21-го века с учетом новой группы сценариев антропогенных выбросов – так называемых репрезентативных траекторий концентраций (РТК, или на английском языке Representative Concentration Pathways (RCP)). Всего в проекте приняли участие более пяти десятков версий моделей глобального климата, разработанных в разных исследовательских центрах мира. Вторая причина – необходимость получить оценку изменения климата с более хорошим пространственным разрешением с тем, чтобы при оценке воздействий климатических изменений на окружающую среду учесть региональные географические особенности, связанные с рельефом местности, водными объектами, характером подстилающей поверхности и др.

В рамках CMIP5 все центры, участвовавшие в CMIP5, выполнили унифицированные модельные расчеты с использованием единых репрезентативных траекторий концентраций. РТК описывают разные траектории выбросов и концентраций в атмосфере парниковых газов (ПГ) в 21-ом веке. Для Пятого доклада МГЭИК научным сообществом был определен набор из четырех новых сценариев, именуемых репрезентативными траекториями концентраций (РТК). Они определяются суммарной величиной радиационного воздействия в 2100 г. по сравнению с 1750 г.: 2,6 Вт/м² для РТК2.6; 4,5 Вт/м² для РТК4.5; 6,0 Вт/м² для РТК6.0 и 8,5 Вт/м² для РТК8.5. Применительно к результатам 5-й фазы Проекта сравнения совмещенных моделей (CMIP5) эти величины следует воспринимать только в качестве примерных, поскольку воздействие на климат, обусловленное всеми факторами, меняется в зависимости из-за конкретных характеристик модели и подхода к кратковременным факторам воздействия на климат в моделях. Эти четыре РТК включают один сценарий сокращения выбросов, который предполагает весьма



низкий уровень воздействия (РТК2.6); два сценария стабилизации (РТК4.5 и РТК6.0) и один сценарий с весьма высокими уровнями выбросов парниковых газов (РТК8.5).

Таким образом, РТК могут отражать результаты целого ряда направлений политических мер в области климата в 21 м веке по сравнению с их отсутствием в Специальном докладе о сценариях выбросов (СДСВ), использованном в Третьем и Четвертом докладах МГЭИК. Согласно РТК6.0 и РТК8.5, радиационное воздействие не достигает максимального значения к 2100 г.; в РТК2.6 оно достигает максимума и затем снижается; и в РТК4.5 оно стабилизируется к 2100 г. Каждый сценарий РТК дает комплекты данных с высоким пространственным разрешением по изменениям в землепользовании и выбросам загрязняющих воздух веществ по секторам экономики, а также определяет годовые концентрации парниковых газов и антропогенные выбросы до 2100 г. Хотя РТК охватывают широкий диапазон значений совокупных воздействий, они не включают весь спектр выбросов, описанных в литературе, особенно по аэрозолям.

Большинство расчетов по моделям CMIP5 выполнялись с заданными уровнями концентраций CO₂, достигающими к 2100 г. 421 ppm (РТК2.6), 538 ppm (РТК4.5), 670 ppm (РТК6.0) и 936 ppm (РТК8.5). С учетом также заданных концентраций CH₄ и N₂O суммарные концентрации в эквиваленте CO₂ составляют 475 ppm (РТК2.6), 630 ppm (РТК4.5), 800 ppm (РТК6.0) и 1 313 ppm (РТК8.5). Для всех РТК проводились дополнительные расчеты с использованием уточненных данных по химическому составу атмосферы и моделей, а также заданных в РТК значений выбросов химически активных газов (CH₄, N₂O, ГФУ, NO_x, СО, НМЛОС). Эти модельные расчеты позволяют оценить неопределенности, связанные с обратными связями, касающимися углеродного цикла и химии атмосферы.

Наибольшее число расчетов по моделям глобального климата было выполнено с использованием РТК4.5 и РТК8.5, так как считается, что сценарий РТК2.6 практически не правдоподобный из-за предполагаемого малого количества выбросов, РТК6.0 – промежуточный между РТК4.5 и РТК8.5. Таким образом, в данной работе для оценки изменения регионального климата были выбраны 2 сценария – РТК4.5 и РТК8.5, что позволило получить диапазон характеристик изменения регионального климата.

Для получения более детальной пространственной информации о климате используются различные методы «downscaling», т.е. разукрупнения, или регионализации результатов моделей глобального климата. Можно выделить два основных подхода к регионализации: динамический метод, когда результаты глобальных моделей используются в качестве граничных условий в моделях климата для определенного региона (модели регионального климата); и различные статистические методы, учитывающие пространственные связи и закономерности распределения различных характеристик климата. Оба подхода имеют как положительные, так и отрицательные стороны, признаны мировым сообществом равноправными и оба широко применяются на практике. Используемые в данном исследовании выходные данные МОЦАО суточного разрешения прошли процедуру увеличения масштаба (регионализации) и приведения к единой широтно-долготной сетке с использованием статистических методов. Эти методы и результаты представлены на платформе NASA NEX (National Aeronautics and Space Administration, NASA Earth Exchange, <https://cds.nccs.nasa.gov>), предназначенной для сотрудничества мирового научного сообщества, обмена знаниями и исследованиями в области исследований климата и его изменения. Для каждой модели глобального климата была выполнена регионализация расчетных данных о максимальной и минимальной суточной температуре воздуха, а также о суточном количестве осадков в узлы координатной сетки 0,25° x 0,25° (или примерно 25 x 25 км в средних широтах). Для территории Казахстана количество узлов сетки составляет около 10 000 тысяч, что значительно улучшает пространственную детализацию климатических данных и их использование в задачах оценки воздействия изменений климата.

Алгоритм, использованный в проекте NASA Earth Exchange, позволил соотнести результаты МОЦАО с соответствующими климатическими наблюдениями за общий период и использовать информацию, полученную из сравнения, для корректировки климатических прогнозов в узлах регулярной координатной сетки с тем, чтобы они более соответствовали историческим климатическим данным для исследуемого региона.

Модельные оценки будущих (в том числе антропогенных) изменений климата характеризуются значительной неопределенностью, связанной как с неопределенностью возможных сценариев изменения внешнего (антропогенного и естественного) воздействия на систему, так и с внутренней, природной изменчивостью климатической системы на различных временных масштабах. Еще один источник неопределенности связан с формулировкой самих моделей (их структурой, используемыми численными методами, параметризацией, параметрами). Для уменьшения неопределенности последнего типа применяется ансамблевый подход с использованием результатов различных моделей, который показывает наиболее высокую успешность воспроизведения средних климатических характеристик при сравнении с данными наблюдений. Это связано с тем, что систематические ошибки, присущие каждой модели в отдельности часто являются случайными по отношению к ансамблю моделей и при составлении ансамбля взаимно компенсируются. Применение ансамбля моделей дает возможность получить более достоверные распределения основных характеристик регионального климата.

Чаще всего для разработки таких ансамблей используют результаты существующих расчётов по сопряженным моделям общей циркуляции атмосферы и океана в рамках проекта сравнения моделей CMIP (Coupled Models Intercomparison Project).

В мировой практике используется множество алгоритмов построения ансамблевых средних, в частности, используется алгоритм осреднения, в котором сначала из ансамбля исключаются модели, недостаточно хорошо воспроизводящие характеристики климата, с последующим осреднением оставшихся моделей с равными между собой весами. Этот метод предложен для составления мультимодельного ансамбля для территории Казахстана, включая исследуемую территорию бассейнов трансграничных рек.

Для оценки вероятного изменения температуры приземного воздуха и количества осадков были созданы массивы данных, включающие результаты моделирования климата для периодов 1980-1999 г и 2020–2060 гг. на основе ансамбля из 21-й сопряженной модели общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) для двух характеристик внешнего фактора – репрезентативных траекторий концентрации парниковых газов и аэрозолей в атмосфере РТК4.5 и РТК8.5. Период 2020–2060 гг. был разбит на два двадцатилетних периода (2020-2039 гг. и 2040-2059 гг.), для которых были рассчитаны средние многолетние характеристики климата и его изменения относительно периода 1980-1999 гг.

Характеристикой полученного ансамбля моделей является разброс от модели к модели модельных значений различных характеристик климата, полученных для исторического периода 1980-1999 гг. В рамках данного исследования получено, что для средних годовых значений температуры стандартное отклонение составляет $\pm 0,25^{\circ}\text{C}$, причем максимальные отклонения отмечаются в некоторых центральных и северных районах Республики, что соответствует районам с наибольшей изменчивостью температуры. Для температур зимнего и весеннего сезонов максимальные значения отклонений достигают $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$, летнего и осеннего – $\pm 0,3^{\circ}\text{C}$.

Анализ полученных данных показал, что на территории Казахстана в 21 веке следует ожидать дальнейшего значительного потепления климата. Средняя годовая температура возрастет на $1,2^{\circ}\text{C}$ к 2030 г. и на $2,3^{\circ}\text{C}$ к 2050 г. Увеличение количества осадков до 2050 г. составит, в основном, не более 10 %. Увеличение несколько более чем на 10 % вероятно в северных, центральных и горных районах юго-востока.

Повышение зимних и летних температур может составить около 2°C к 2030 г. и $2-3^{\circ}\text{C}$, и даже более в северных регионах, к 2050 г. Количество зимних осадков будет возрастать, к 2030 г. и к 2050 г. увеличение лежит в пределах 10-20 %, и только в некоторых центральных и горных районах увеличение осадков к 2050 г. будет более 20 %. Количество осадков летнего сезона лишь в отдельных районах повысится более чем 10%, в некоторых южных регионах количество летних осадков может даже уменьшиться, причем к 2050 г. зона уменьшения осадков будет охватывать более обширные регионы.

Были также выполнены расчеты изменения продолжительности периодов с температурами выше 0°C (безморозный период) и выше 5°C и 10°C (периоды вегетации).

Основной вывод проведенного исследования заключается в том, что на территории Казахстана зимы будут более теплыми и влажными. Особенно это характерно для северных, предгорных и горных регионов. Во многие месяцы теплого периода года будет также значительно теплее, но при этом более сухо. Данная неблагоприятная тенденция наиболее выражена в южных, юго-западных и западных регионах Казахстана.



Development of the Medium-Range Ensemble prediction system in the Hydrometcenter of Russia. The observations used and their assimilation

¹Vasily Mizyak, ¹Vladimir Rogutov, ^{1,2}Mikhail Tolstykh

¹ Hydrometeorological Research Centre of Russia, Moscow, Russia

² Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia

E-mail: vmizyak@mecom.ru

The only practical way to take into account the unavoidable uncertainty of atmosphere state parameters in numerical modeling is the ensemble weather forecasting. Uncertainties arise due to impossibility to represent accurately the initial state of the atmosphere, as well as chaotic and nonlinear dynamics. This means that slight perturbations in the initial state can lead to significant perturbations in the forecast. In ensemble weather forecasting, the set of simulations is run. Initial conditions for each run are slightly perturbed. Such a set of initial conditions is called an ensemble of initial conditions, the set of produced forecasts is called an ensemble of forecasts. Probability of weather situation in a local region can be estimated using the range and distribution of possible weather conditions in the ensemble of forecasts.

In this study, the ensemble of initial conditions is produced with ensemble data assimilation system, based on LETKF algorithm [1]. Such a system has been earlier developed in the Russian Hydrometcentre [2]. The operational SL-AV model [8] with the horizontal resolution of $0.9^\circ \times 0.72^\circ$ lon-lat and 96 vertical levels with hybrid vertical coordinate is used as forecast model to generate first guess (or background) fields and ensemble of forecasts. Operational analysis is used as a mean analysis in the assimilation cycle.

Data assimilation in the described system uses the following types of observations: (i) TEMP radiosondes, (ii) SYNOP and SHIP surface observations, (iii) AIREP observations from aircrafts, (iv) SATOB and AMV satellite-derived wind observations in the atmosphere, (v) ASCAT satellite-derived ocean surface wind observations. We investigate in this study the influence of satellite observations types (iv) and (v) on spread of the ensemble of forecasts, which is the one of most important ensemble forecast characteristics.

Numerical experiments demonstrate the decreasing ensemble spread while using satellite observational data. But rejecting such significant portion of information about wind in poorly observed regions will lead to decreasing the accuracy of forecasts. That is why the method of stochastic parametrization of the numerical model should be used to inflate ensemble spread to the level of root-mean-square forecast error.

Развитие ансамблевой системы среднесрочного прогноза погоды в Гидрометцентре России. Используемые наблюдения и особенности их усвоения

¹Мизяк В.Г., ¹Рогутов В.С., ^{1,2}Толстых М.А.

¹ Гидрометцентр России, Москва, Россия

² Институт вычислительной математики РАН, Москва, Россия

E-mail: vmizyak@mecom.ru

ВВЕДЕНИЕ

Ансамблевый прогноз погоды является в настоящее время единственным практическим способом, позволяющим учесть вероятностную природу эволюции параметров, определяющих состояние атмосферы. Вероятности возникают вследствие невозможности точного определения начального состояния атмосферы, а также хаотичной и нелинейной динамики, приводящей к тому, что даже очень малые возмущения в начальном состоянии приводят к существенным разбросам в описании эволюции атмосферы с ростом заблаговременности прогноза.

Отличием ансамблевого прогноза от детерминированного является получение и анализ плотности распределения состояний атмосферы по выборке, полученной из множества детерминированных прогнозов, сделанных путём интегрирования модели, которая стартует с отличающихся начальных данных. Такой набор отличающихся начальных данных называется ансамблем.

В данной работе ансамбль начальных данных получается в ходе работы ансамблевой системы усвоения, основанной на алгоритме локального ансамблевого фильтра Калмана с преобразованием ансамбля [LETKF, 1, 2]. В качестве прогностической модели для получения полей первого приближения

используется глобальная оперативная модель атмосферы ПЛАВ [8]. В настоящее время в усвоении участвуют следующие виды наблюдений: радиозонды TEMP, наземные и корабельные наблюдения SYNOP, -SHIP, самолетные наблюдения AIREP, спутниковые наблюдения SATOB, AMV, ASCAT.

ЛОКАЛЬНЫЙ АНСАМБЛЕВЫЙ ФИЛЬТР КАЛМАНА С ПРЕОБРАЗОВАНИЕМ АНСАМБЛЯ (LETKF)

LETKF [англ. Local Ensemble Transform Kalman Filter, 1] является ансамблевым алгоритмом решения задачи усвоения данных, в котором для оценки матрицы ковариаций ошибок первого приближения используется оценивание по разбросу внутри ансамбля первых приближений. Отличительной особенностью данного алгоритма является решение задачи в пространстве ансамбля, которое имеет размерность порядка 10^2 , вместо решения задачи в пространстве модели, имеющем порядок 10^8 .

Другим важным свойством алгоритма является локализация наблюдений, которая предполагает, что на значение анализа в каждой модельной точке оказывают влияние только те наблюдения, которые попадают в некоторый радиус влияния, называемый радиусом локализации. Величина этого влияния зависит от расстояния между точкой модельной сетки и точкой наблюдения и от априорной ошибки наблюдения. Локализация позволяет эффективно решать задачу усвоения на массивно-параллельных вычислительных системах. Вычисления в фильтре выполняются в режиме гибридного распараллеливания с помощью технологий MPI и OpenMP. Широтные полосы обрабатываются MPI-процессами, что ограничивает возможное количество используемых MPI-процессов разрешением модельной сетки по широте. Внутри каждой широтной полосы используется равномерное разбиение расчётной области на долготные части, количество которых определяется количеством заданных OpenMP нитей. Параллельная программа, реализующая алгоритм фильтра показывает хорошее ускорение на большом количестве MPI-процессов [7].

Из-за ансамблевой природы алгоритма на каждом цикле усвоения мы имеем ансамбль 6-ти часовых прогнозов, используемых в качестве первых приближений, и ансамбль анализов, используемых в качестве начальных данных для старта модели. Именно последний ансамбль становится возможным использовать для среднесрочного ансамблевого прогноза, который позволяет оценить вероятность наступления той и или иной метеорологической ситуации путём анализа разброса модельных величин внутри ансамбля прогнозов.

На данном этапе развития системы получаемый в ходе работы LETKF разброс ансамбля относительно своего среднего «переносится» на данные оперативного анализа Гидрометцентра России. Разброс можно также контролировать путём изменения параметров аддитивной и мультипликативной инфляции, применяемой для преодоления недооценки матрицы ковариаций ошибок первого приближения в алгоритме LETKF.

Величина аддитивной и мультипликативной инфляции для каждой модельной переменной в начальных данных варьируется в зависимости от измеряемой величины, вертикального уровня и географических координат рассматриваемой точки. Значения величины инфляции должны быть заданы в некоторых референсных точках, значения в остальных точках получаются при помощи линейной интерполяции. Такой подход позволяет гибко использовать значения аддитивной и мультипликативной инфляций в качестве настроечных параметров, подбирая значения, обеспечивающие подходящий разброс модельных переменных в ансамбле относительно значений оперативного анализа.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ВИДЫ НАБЛЮДЕНИЙ

В настоящее время для ансамблевого прогноза используется усвоение следующих видов метеонаблюдений и величин:

- радиозонды TEMP (температура, относительная влажность и компоненты скорости ветра на 16 стандартных уровнях от 1000 гПа до 10 гПа, около 650 наблюдений на каждом уровне в 00h UTC и в 12h UTC);
- наземные и корабельные наблюдения SYNOP, SHIP (приземное давление, температура и относительная влажность на уровне 2м, порядка 10000 наблюдений в 00h UTC и в 12h UTC);
- самолетные наблюдения AIREP (температура и компоненты скорости ветра, порядка 10000 наблюдений в 00h UTC и в 12h UTC);
- спутниковые наблюдения ветра SATOB и AMV (компоненты скорости ветра, до 800000 наблюдений в день);
- спутниковые наблюдения ASCAT скорости ветра над поверхностью моря (400000–700000 наблюдений в сутки).

Перечисленные выше типы наблюдений являются локальными. Локальность выражается тем, что измеренная величина относится к определенной точке пространства. Таким образом, мы можем явно использовать локализацию в пространстве наблюдений.

Принято считать, что ошибки используемых в системе усвоения наблюдений лишены автокорреляции. В этом случае существенно упрощается обращение матрицы ковариаций ошибок наблюдений, что

положительно сказывается на общее время работы параллельной программы, реализующей алгоритм LETKF. Это допущение хорошо подходит для контактных видов наблюдений, таких как наблюдения с зондов и наблюдения с метеостанций.

В случае же применения спутниковых данных наблюдений указанное выше предположение существенно нарушается, что было показано во многих работах [3 – 6]. Одним из способов преодоления возникающих в связи с этим негативных факторов, который применён в этой работе для усвоения спутниковых наблюдений за ветром AMV, является использование т.н. авторегрессионной функции второго порядка (англ. Second Order Autoregressive function, SOAR) для более точного описания структуры и вычисления значений элементов матрицы ковариаций ошибок наблюдений R . Схема применения недиагональной матрицы R в системе усвоения на основе LETKF, используемой для формирования начальных данных в системе ансамблевого прогноза, описывается в [9].

Такой подход позволяет повысить точность получаемых в ходе усвоения полей объективного анализа в целом и уменьшить мелкомасштабную ошибку, что подтверждается графиками зависимости спектров ошибок в зависимости от волнового числа. В большинстве прогностических переменных на большинстве волновых чисел график спектра осреднённой ошибки прогнозов, стартовавших с начальных данных, учитывающих корреляцию ошибок наблюдений, проходит ниже графика, при построении которого корреляции не учитывались.

Однако, как показывают эксперименты, в этом случае время счёта программы возрастает существенно, а разброс ансамбля и ансамблевые характеристики прогноза остаются на прежнем уровне, поэтому вопрос необходимости использования матрицы недиагонального вида в усвоении наблюдений для системы ансамблевого прогноза для нас остаётся пока открытым.

Одним из направлений исследований, проводимых в настоящее время, является влияние радиусов локализации для различных видов наблюдений на результаты работы системы ансамблевого прогноза. Но, прежде всего, для нас подставляет интерес вопрос зависимости разброса и других характеристик ансамблевого прогноза от числа и вида усваиваемых наблюдений.

В ходе представленных в данной работе экспериментов ансамблевый прогноз стартовал с двух отличающихся ансамблей начальных данных. При получении первого использовалось усвоение всех перечисленных выше видов наблюдений (TEMP, SYNOP, SHIP, AIREP, SATOB, AMV, ASCAT). При получении второго ансамбля начальных данных не использовались имеющиеся у нас данные спутниковых наблюдений (SATOB, AMV, ASCAT).

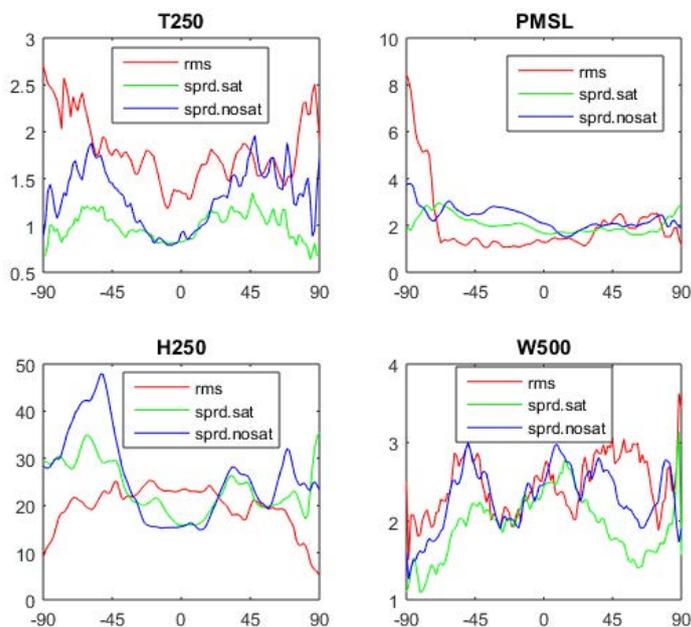


Рисунок 1. Результаты сравнения зонально осреднённых разбросов и среднеквадратических ошибок ансамблевого и детерминированного прогнозов на первые сутки для T250, давления на уровне моря, H250 и W500, осреднённых за срок с 1-го по 10-го января 2019 года. Зелёные линии – разброс ансамбля при старте с данных, при получении которых использовались спутниковые данные SATOB, AMV и ASCAT, синие линии – без спутниковых данных, красные линии – среднеквадратические ошибки детерминированного прогноза.

Результаты эксперимента, представленные на графике, свидетельствуют о том, что включение в набор усваиваемых данных спутниковых данных наблюдений в целом уменьшает разброс ансамбля, т.к. уменьшается неопределённость в ходе усвоения. При этом отбрасывание спутниковой информации о ветре негативно сказывается на качестве начальных данных. Одним из способов решения проблемы меньшего по-сравнению со среднеквадратической ошибкой разброса ансамбля является использование применения различного набора параметризаций модели ПЛАВ для различных участников ансамбля на шаге прогноза. Результаты применения этого способа планируется представить во время доклада на конференции CITES-2019.

В качестве прогностической модели в описываемых экспериментах используется глобальная оперативная модель атмосферы ПЛАВ [8] в версии с горизонтальным разрешением $0.9^\circ \times 0.72^\circ$ и 96 вертикальными уровнями с применением гибридной вертикальной координаты. Написаны вспомогательные программы, позволяющие в квазиоперативном режиме предварительно получать файлы со значениями данных участвующих в усвоении наблюдений в текстовом формате, который используется в программе, реализующей LETKF. Далее запускается сам LETKF.

После окончания работы ансамблевого усвоения вызывается программа, которая рассчитывает отклонение каждого члена ансамбля от своего среднего и прибавляет этот разброс к оперативному анализу, содержащему недоступные пока для усвоения системой LETKF данные некоторых спутниковых наблюдений (таких как, например, AMSU). Далее в полученные файлы дописывается результат усвоения почвенных данных для модели прогноза и окончательно получают стартовые поля для модели ПЛАВ. После этого в параллельном режиме стартует расчёт N_f расчётов модели с несколько отличающихся начальных данных, где N_f – размерность ансамбля (обычно 40). Если цикл усвоения запускается в исследовательском режиме, то сразу после окончания ансамблевого прогноза запускается верификация в соответствии со стандартами, принятыми WMO/CBS.

В настоящее время ведутся настройки параметров модели ПЛАВ и фильтра LETKF, которые должны обеспечить бесперебойную работу системы в оперативном режиме и получение ансамблевого прогноза надлежащего качества. Также в ближайшее время планируется введение в работу ансамблевой системы прогноза погоды стохастической параметризации в модели ПЛАВ, что должно положительно сказаться на разбросе ансамбля относительно своего среднего значения вектора состояния. Испытания системы планируется начать до конца 2019 года.

Литература:

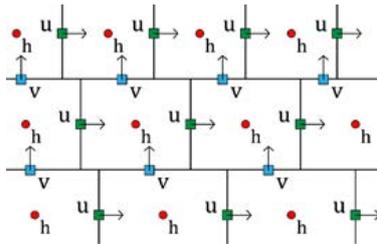
1. B. R. Hunt, E. J. Kostelich, and I. Szunyogh. *Efficient data assimilation for spatiotemporal chaos: A local ensemble transform Kalman filter*. *Physica D: Nonlinear Phenomena*, 230(1-2):112–126, June 2007.
2. A.V. Shlyayeva, M.A. Tolstykh, V.G. Mityak, V.S. Rogutov. *Local ensemble transform Kalman filter data assimilation system for the global semi-Lagrangian atmospheric model*. *Russ. J. Num. An. & Math. Mod.* 2013 V 28 N 4 P 419-441.
3. N. Bormann, A. Collard, P. Bauer. – *Estimates of spatial and inter-channel observation error characteristics for current sounder radiances for NWP*. – 2009. ECMWF Technical Memorandum 600.
4. P. P. Weston, W. Bell and J. R. Eyre. *Accounting for correlated error in the assimilation of high-resolution sounder data*. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Volume 140, Issue 685, pages 2420–2429, October 2014 Part B.
5. G. Desroziers. – *Observation error specification*. – 2012, Presentation at International Summer School on Data Assimilation, Les Houches, France.
6. Stewart L., Dance S., Nichols N. *Data assimilation with correlated observation errors: analysis accuracy with approximate error covariance matrices* // *School of Mathematics and Statistics*. — 2012.
7. Мизяк В. Г., Шляева А. В., Толстых М. А. *Параллельная реализация локального ансамблевого фильтра Калмана для усвоения атмосферных данных* // *Инженерный журнал: наука и инновации*, 2013, вып. 6. URL: <http://engjournal.ru/catalog/it/hidden/1102.html>
8. 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 стр. 25-35.
9. Мизяк В. Г., Шляева А. В., Толстых М. А. *Использование данных спутниковых наблюдений ветра AMV в системе ансамблевого усвоения данных* // *Метеорология и гидрология*. – 2016. – №. 6. – С. 87-99.

Semi-implicit semi-Lagrangian shallow-water model on the staggered reduced lat-lon grid

G.S. Goyman, V.V. Shashkin

Marchuk Institute of Numerical Mathematics RAS, Moscow, Russia,
gordeygoyman@gmail.com

In this work, we consider the possibility of using staggered reduced latitudinal-longitudinal grid as the basis of a dynamic block of high spatial resolution. Properties study of the proposed approach is carried out within the framework of the shallow water equations on a rotating sphere. Picture 1 shows the schematic of the proposed variable placing.

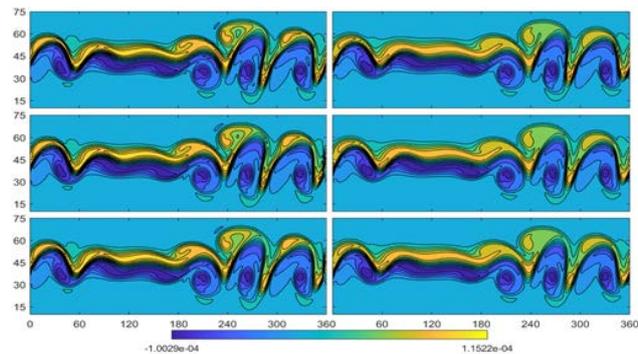


Picture 1. Staggered reduced grid variables placing schematic

A hybrid finite-difference/finite-volume approach is used for the spatial discretization of the equations and semi-implicit semi-Lagrangian method [1] is used for the temporal discretization.

Picture 2 shows a comparison of the model with staggered and unstaggered grid with different reduction rates for the barotropic instability test case [2] at day 6. It is seen that in the case of using staggered grid the relative vorticity field has a more developed, detailed structure, which apparently indicates a higher effective resolution of the model.

Picture 2. Relative vorticity field. Left column – staggered grid, right column – unstaggered grid.



References

1. Robert A. *A stable numerical integration scheme for the primitive meteorological equations // Atmosphere-Ocean. – 1981. – T. 19. – №. 1. – С. 35-46.*
2. Galewsky J., Scott R.K., Polvani L.M. *An initial value problem for testing numerical models of the global shallow water equations // Tellus A 56 (2004) 429–440.*

Полуняевная полулагранжева модель мелкой воды на редуцированной широтно-долготной сетке с разнесением переменных

Гойман Г.С., Шашкин В.В.

Институт вычислительной математики им. Г.И. Марчука РАН, Москва, Россия
Email: gordeygoyman@gmail.com

На сегодняшний день одним из основных компонентов систем прогнозирования погоды и моделирования климата являются глобальные численные модели атмосферы. Данные модели представляют собой блок численного решения уравнений гидротермодинамики атмосферы, а также блок параметризаций процессов подсеточного масштаба. Одним из основных факторов повышения качества воспроизведения динамики атмосферы такими моделями является увеличение их пространственного разрешения. Использование более подробных вычислительных сеток позволяет точнее описывать подстилающую поверхность и взаимодействие с ней атмосферных потоков, каскады энергии в турбулентных режимах, а также явно воспроизводить часть процессов, описываемых при помощи параметризаций на более грубых сетках.

Рост производительности вычислительных систем уже в ближайшее десятилетие позволит рассчитывать глобальный прогноз погоды с разрешением порядка 1 км по горизонтали. Однако использование регулярной широтно-долготной сетки, применявшейся в большинстве моделей общей циркуляции ат-

мосферы в течение нескольких десятилетий, приводит к проблемам устойчивости, вычислительной и параллельной эффективности численных методов, а также к трудностям при формулировке схем параметризации процессов подсеточного масштаба уже при шаге менее 10 км на экваторе. В настоящее время предложено достаточно много альтернативных сеток с квазиравномерным разрешением на сфере [1], каждая из которых обладает рядом преимуществ и недостатков, вследствие чего общепринятого решения о выборе сетки нет. Ведутся активные исследования по изучению свойств сеток и разработке точных и масштабируемых методов для них.

В данной работе рассматривается возможность применения редуцированной широтно-долготной сетки с разнесением переменных в качестве основы для блока динамики атмосферы высокого пространственного разрешения. Исследование свойств предложенного подхода производится в рамках уравнений мелкой воды на вращающейся сфере:

$$\begin{aligned} \frac{DV}{Dt} &= -2\Omega \times V - \nabla(\Phi + \Phi^s), \\ \frac{D(\Phi + \Phi^s)}{Dt} &= -\Phi D + V \cdot \nabla \Phi_s, \end{aligned} \quad (1)$$

где Ω - вектор углового вращения Земли; Φ, Φ^s - геопотенциал уровня поверхности жидкости и геопотенциал орографии; $V=(u,v)$ - вектор горизонтальной скорости, D/Dt - лагранжева производная вдоль траектории.

Для пространственной дискретизации системы уравнений (1) предлагается использовать редуцированную широтно-долготную сетку с разнесением скалярных и векторных степеней свободы, аналогично разнесению типа C при использовании регулярной широтно-долготной сетки. Редуцированную широтно-долготную сетку определим как набор точек расположенных на широтах $\varphi_j = -\frac{\pi}{2} + (j - \frac{1}{2})h_\varphi$ с шагом по долготе $\Delta\lambda_j$. Скалярные величины (геопотенциал, дивергенция векторного поля, лапласиан скалярного поля) расположены в узлах сетки с координатами $\varphi_j, j \in \overline{1, N_\varphi}$, $\lambda_{i,j} = (i - 1)\Delta\lambda_j, i \in \overline{1, N_\lambda(j)}$. Зональные компоненты векторных величин в узлах с координатами $\varphi_j, j \in \overline{1, 2, \dots, N_\varphi}$, $\lambda_{i,j} = (i - 3/2)\Delta\lambda_j, i \in \overline{1, N_\lambda(j)}$ (то есть сдвинуты на пол шага сетки относительно узлов сетки скалярных величин); меридиональные компоненты векторов в узлах сетки с координатами $\varphi_j, j \in \{1/2, 3/2, \dots, N_\varphi + 1/2\}$, $\lambda_{i,j} = (i - 1)\Delta\lambda_j, i \in \overline{1, N_\lambda(j)}$. Схематичное изображение расположения переменных на сетке приведено на рисунке 1.

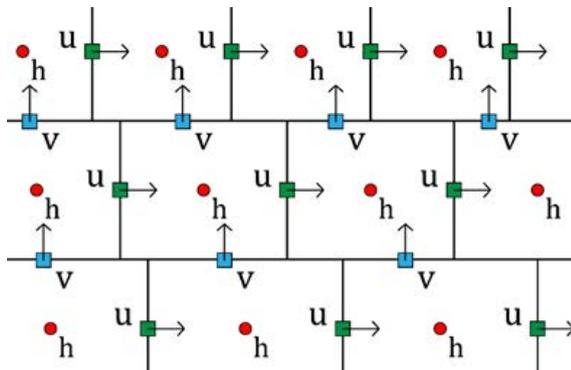


Рисунок 1. Схематичное изображение расположения узлов редуцированной широтно-долготной сетки с разнесением переменным

Для пространственной дискретизации операторов градиента и дивергенции в сферической системе координат

$$\nabla f = \left(\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial f}{\partial \lambda}, \frac{1}{a} \frac{\partial f}{\partial \varphi} \right), \nabla \cdot V = \frac{1}{a \cos \varphi} \left(\frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial (v \cos \varphi)}{\partial \varphi} \right)$$

предлагается использовать комбинированный конечно-разностный/конечно-объемный подход. Для дискретизации долготной части оператора градиента используется стандартная формула второго порядка аппроксимации:

$$\left(\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial f}{\partial \lambda} \right)_{i+\frac{1}{2},j} \approx \frac{1}{a \cos \varphi_j} \frac{f_{i+1,j} - f_{i,j}}{\Delta\lambda_j}.$$

Для аппроксимации широтной части оператор градиента предлагается использовать следующую формулу второго порядка аппроксимации:

$$\left(\frac{1}{a} \frac{\partial f}{\partial \varphi} \right)_{i,j+\frac{1}{2}} \approx \frac{1}{a} \frac{\tilde{f}_{i,j+1} - \tilde{f}_{i,j}}{\Delta\varphi_{j+\frac{1}{2}}},$$

где $\tilde{f}_{i,j+1}, \tilde{f}_{i,j}$ - значения функции, вычисленные при помощи кубической лагранжевой интерполяции в точках $((i - 1)\Delta\lambda_{j+1/2}, \varphi_j), ((i - 1)\Delta\lambda_{j+1/2}, \varphi_{j+1})$, соответственно.

Формулы для вычисления оператора дивергенции выводятся с использованием конечно-объемного подхода, предполагая линейное подсеточное распределение значений компонент скоростей вдоль граней ячеек сетки. Таким образом, представляя дивергенцию как сумму зональной и меридиональной компонент, для зональной части получаем стандартную формулу второго порядка аппроксимации:

$$\frac{1}{a \cos \varphi_j} \frac{u_{i+1/2,j} - u_{i-1/2,j}}{\Delta \lambda_j}$$

Для меридиональной компоненты:

$$\frac{1}{a \cos \varphi_j} \frac{\cos \varphi_{j+1/2} \tilde{v}_{i,j+1/2} - \cos \varphi_{j-1/2} \tilde{v}_{i,j-1/2}}{\Delta \varphi_j},$$

где $\tilde{v}_{i,j\pm 1/2}$ – значение интеграла вдоль верхней или нижней границы ячейки сетки.

Для вычисления силы Кориолиса применяется билинейная интерполяция компонент скорости ветра.

Для дискретизации уравнений по времени применяется полуявный полулагранжев подход [2].

Для линейных членов уравнений применяется схема Кранка-Николсона, для нелинейных слагаемых и для расчета начальных точек траекторий частиц в полулагранжевой адвекции – схема SETTLS [3]. Получаемое в результате уравнение Гельмгольца решается при помощи геометрического многосеточного алгоритма [4].

Для построения редуцированных сеток, используемых в численных экспериментах, применяется линейное уменьшение количество узлов вдоль долготного направления от экватора к полюсам сетки со значения N_λ до αN_λ , $\alpha \in (0,1]$. Стоит отметить, что данный алгоритм построения сетки является не оптимальным и в дальнейшем планируется проведение тестов с использованием алгоритма, предложенного в [5].

Анализ точности предложенного метода аппроксимации уравнений проводится на примере стандартного академического теста «баротропная неустойчивость» [6]. Начальное поле ветра в данном тесте представляет собой зональный поток в средних широтах, расположенный в полосе между 25 и 65 градусами северной широты. Уровень жидкости в начальный момент времени равен сумме сбалансированного со скоростью ветра фона и гауссового возмущения. Наличие возмущения в уровне жидкости приводит к разрушению струйного течения и к появлению ряда вихрей различного масштаба.

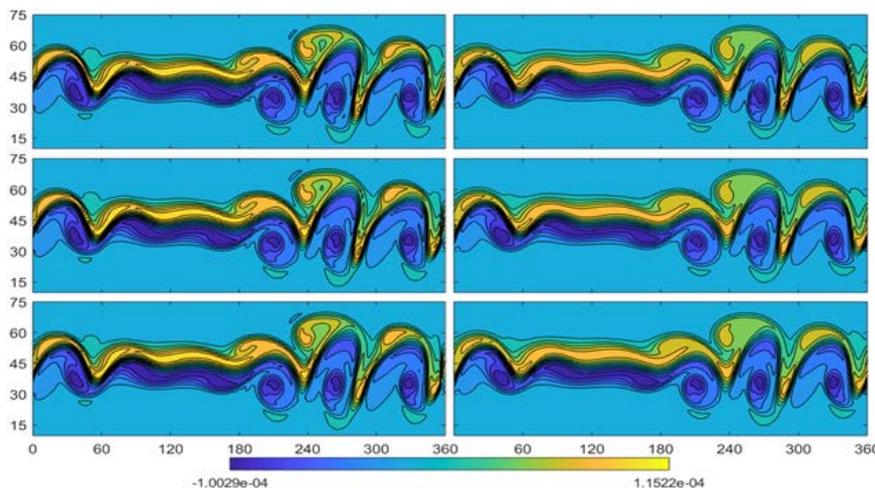


Рисунок 2. Поле относительные завихренности на момент $T=144$ ч модельного времени. Левый столбец – расчет с использованием редуцированной сетки с разнесением переменным, правый столбец – без разнесения переменных. Коэффициент редукиции сетки сверху вниз $\alpha=\{1,0.7,0.5\}$.

На рисунке 2 изображено сравнение результатов расчета на шестые модельные сутки с использованием разнесенной редуцированной сетки (левый столбец) и неразнесенной сетки (правый столбец) с различной степенью редукиции сетки. Для расчета используется сетка с $N_\varphi = 128$ и $N_\lambda \left(\frac{N_\varphi}{2}\right) = 256$. Из рисунка видно, что в случае применения разнесенной сетки поле относительной завихренности обладает более развитой, детализированной структурой, что, по-видимому, свидетельствует о более высоком эффективном разрешении модели.

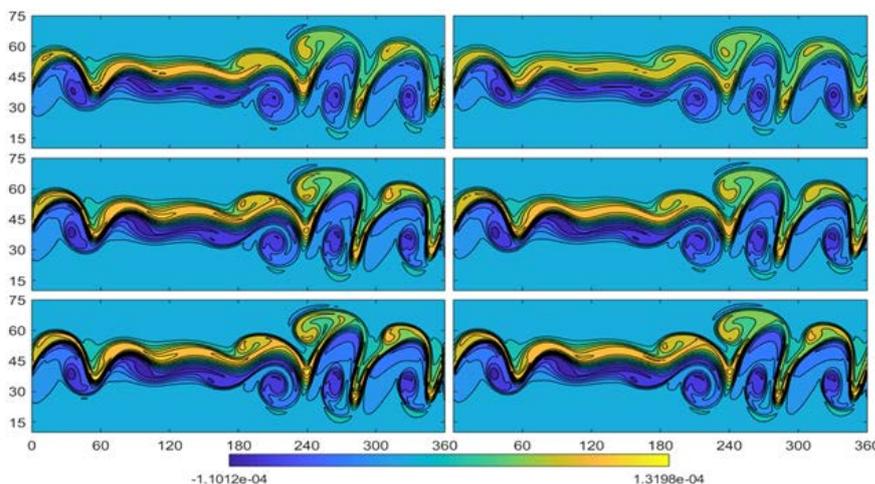


Рисунок 3. Поле относительные завихренности на момент $T=144$ ч модельного времени. Левый столбец – расчет с использованием редуцированной сетки с разнесением переменным, правый столбец – без разнесения переменных. Коэффициент редукиции сетки $\alpha=0.5$. Разрешение сетки до применения редукиции (сверху вниз) – 256×128 , 384×192 , 512×256 .

На рисунке 3 изображено поле относительной завихренности на 6 модельные сутки для модели с разнесенной и неразнесенной сеткой (левый и правый столбец соответственно) при использовании коэффициента сгруппления $\alpha=0.5$ и трех различных разрешений сетки $N_\varphi = \{128, 192, 256\}$, $N_\lambda \left(\frac{N_\varphi}{2}\right) = \{256, 384, 512\}$. Из рисунка видно, что при использовании всех трех различных разрешений, модель с использованием разнесенной сетки демонстрирует более развитое поле относительной завихренности.

Список литературы

1. Staniforth A., Thuburn J. *Horizontal grids for global weather and climate prediction models: a review*. *Quart. J. Roy. Met. Soc.* – 2012. – V. 138, 662 Part A. – P. 1–26.
2. Robert A. *A stable numerical integration scheme for the primitive meteorological equations // Atmosphere-Ocean.* – 1981. – T. 19. – №. 1. – С. 35-46.
3. Hortal M. *The development and testing of a new two-time-level semi-Lagrangian scheme (SETTLS) in the ECMWF forecast model // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society.* – 2002. – T. 128. – №. 583. – С. 1671-1687.
4. Tolstykh M. et al. *Structure and Algorithms of SL-AV Atmosphere Model Parallel Program Complex // Lobachevskii Journal of Mathematics.* – 2018. – T. 39. – №. 4. – С. 587-595.
5. Fadeev R. Y. *Algorithm for reduced grid generation on a sphere for a global finite-difference atmospheric model // Computational Mathematics and Mathematical Physics.* – 2013. – T. 53. – №. 2. – С. 237-252.
6. Galewsky J., Scott R.K., Polvani L.M. *An initial value problem for testing numerical models of the global shallow water equations // Tellus A 56 (2004) 429–440.*

Interannual variability of the wind stress curl in the Black Sea

Shokurova I.G.

Marine Hydrophysical Institute RAS, Sevastopol, Russia
E-mail: igshokurova@mail.ru

Wind impact is an important factor determining the nature and intensity of currents in the Black Sea and affecting mixing in the upper layer of the sea. On average, over the year, the positive wind curl prevails over the Black Sea, which, along with the river flow, maintains the cyclonic nature of large-scale circulation in the sea. The purpose of this work is to identify trends in the long-term variability of the wind stress curl in the Black Sea and to analyze its response to changes in the direction of the wind flow prevailing over the sea. Data on wind at 10m height 4-times daily of NCEP/NCAR reanalysis (1948–2016), 1.905° – 1.875° and ERA Interim reanalysis (1979–2016), 0.75° – 0.75° were used. For each 6-hour interval, wind stress, wind stress curl, and the direction of the prevailing wind were calculated using wind data. The direction of the wind prevailing over the sea was determined by averaging the components of the wind vector from the data falling on the sea area, then the direction of the average vector was tied to one of 8 main geographical directions. The average wind stress curl at a particular wind direction was calculated by grouping all the curl fields with this wind direction and subsequent averaging. Seasonal and interannual variability of the basin-averaged wind stress curl, calculated from the wind data of reanalysis NCEP\NCAR and ERA Interim with different spatial resolution, have the same tendencies. High correlation coefficients were obtained between the time series (1979–2016) of the basin-averaged wind stress curl anomalies by the NCEP\NCAR and ERA Interim reanalyses (0.81 according to average annual data and 0.87 for January-February). But according to the ERA Interim reanalysis with a higher spatial resolution, the magnitude of the wind stress curl is higher towards the predominance of cyclonic curl. Seasonal variability of the basin average wind stress curl is such that cyclonic curl prevails in winter, weakens in spring, and can be replaced with anticyclonic in summer. According to two reanalysis on average per year, the maximum cyclonic basin-averaged wind stress curl is observed in synoptic situations with northeast and east winds, and anticyclonic – with southwest and westerly winds. These directions were chosen to further analyze the relationship between the interannual variability of the wind stress curl and the frequency of the prevailing wind over the sea. There are periods with predominant positive and negative anomalies in the long-term variations of the wind stress curl. According to the annual mean and winter data, cyclonic wind stress curl increased in the late 60s early 70s. At the same time an increase in the frequency of northeastern and easterly winds and a decrease in the frequency of westerly and southwesterly winds were observed. The weakening of cyclonic curl was at the end of the 90s, when the frequency of the westerly and southwesterly winds increased and the frequency of the northeastern and easterly winds decreased. The correlation coefficients of the time series of wind stress curl with the frequency of the northeastern and eastern winds are as follows: according to the average annual data 0.63, for January-February – 0.86. In the summer months, there is a weak positive trend in the variability of basin-averaged wind stress curl and the connection with the wind frequency is less significant.

The research was carried out within the framework of State assignment no. 0827-2019-0001.

Межгодовая изменчивость завихренности напряжения трения ветра в Черном море

Шокурова И.Г.

Морской гидрофизический институт РАН, Севастополь, Россия
E-mail: igshokurova@mail.ru

ВВЕДЕНИЕ

Ветровое воздействие является важным фактором, определяющим характер и интенсивность течений в Черном море и влияющим на перемешивание в верхнем слое моря. Пространственная неоднородность в поле ветра приводит к возникновению вертикальной скорости на нижней границе экмановского слоя, величина и направление которой определяется величиной и знаком завихренности ветра над морем. В среднем за год над Черным морем преобладает положительная завихренность ветра, которая сопровождается подъемом вод в центральной части моря, их оттоком к берегам и возникновению горизонтального градиента давления, что наряду со стоком рек поддерживает циклонический характер крупномасштабной циркуляции в море [1-4].

Количественные оценки сезонной изменчивости завихренности ветра и напряжения трения ветра по данным различных реанализов и региональных моделей были выполнены в [4-7]. Межгодовая изменчивость завихренности напряжения ветра анализировалась с целью изучения воздействия ветра на интенсивность течений в [3, 7, 8]. Региональные особенности Черного моря, которые наряду крупномасштабной атмосферной циркуляцией определяют завихренность ветра и его сезонную изменчивость описаны в [2, 4]. Изучение зависимости величины и знака завихренности от направления ветрового потока над морем проводилось в [8, 9].

Целью настоящей работы является выявление тенденций межгодовой изменчивости напряжения трения ветра в Черном море и анализ ее отклика на изменения направления преобладающего над морем ветрового потока. Для более точного учета повторяемости ветра каждого направления необходимы длинные по времени ряды данных с частым шагом по времени. Таким требованиям удовлетворяет реанализ NCEP\NCAR, с данными по ветру с 1948 года (с интервалом 6 часов). Как правило, продолжительные ряды данных имеют недостаточно высокое пространственное разрешение. Поэтому дополнительно проводилась сравнение пространственного распределения и сезонной, межгодовой изменчивости завихренности напряжения трения ветра, вычисленных по данным о ветре реанализа NCEP\NCAR и реанализа ERA Interim, имеющего более короткий временной ряд (с 1979), но более высокое пространственное разрешение

ДААННЫЕ И МЕТОДЫ

Использовались данные о скорости ветра на высоте 10 м над уровнем моря с интервалом 6 часов реанализа NCEP\NCAR (1948–2016 гг.), 1.905° – 1.875° [10] и реанализа ERA Interim (1979–2016 гг.), $0,75^{\circ}$ – $0,75^{\circ}$ [11]. Для каждого 6 часового срока по данным о ветре вычислялось напряжение трения ветра $\tau = \tau_x, \tau_y$, его завихренность $\text{rot}_z \tau$ и определялось направление преобладающего ветра.

Напряжение трения ветра вычислялось по аэродинамической формуле, $\tau = \rho_a C_d |\mathbf{V}| \mathbf{V}$, где ρ_a – плотность воздуха; $C_d = 1,3 \cdot 10^{-3}$ – безразмерный коэффициент сопротивления морской поверхности, $\mathbf{V} = (u, v)$ – скорость ветра (мс^{-1}). Завихренность напряжения трения ветра вычислялась по формуле $\text{rot}_z \tau = \partial \tau_y / \partial x - \partial \tau_x / \partial y$ в узлах сетки, являющихся центрами квадратов, в которых расположены исходные данные по ветру (Рис. 1,а).

Направление преобладающего ветрового потока определялось путем осреднения компонент u и v вектора ветра $\mathbf{V} = (u, v)$ по данным, попадающим на акваторию моря. Направление среднего вектора привязывалось к одному из 8 географических направлений. Средняя завихренность напряжения трения ветра при определенном направлении рассчитывалась путем группирования всех полей завихренности с этим направлением ветра и последующего осреднения. Повторяемость ситуаций с ветром определенного направления рассчитывалась в процентах от общего числа ситуаций.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Пространственное распределение завихренности напряжения трения ветра (1979–2016 гг.) в среднем за год и для января-февраля имеет одинаковую структуру по данным реанализов NCEP\NCAR и ERA Interim (Рис. 1, б, в). Положительные значения завихренности напряжения трения ветра (циклоническая завихренность) находятся в северо-восточной и юго-западной частях моря, отрицательная завихренность (антициклоническая) – у западного и юго-восточного побережья. Летом, в июле-августе, в распределении завихренности, вычисленной по разным реанализам, присутствуют различия, связанные с разным пространственным разрешением данных (Рис. 1, г).

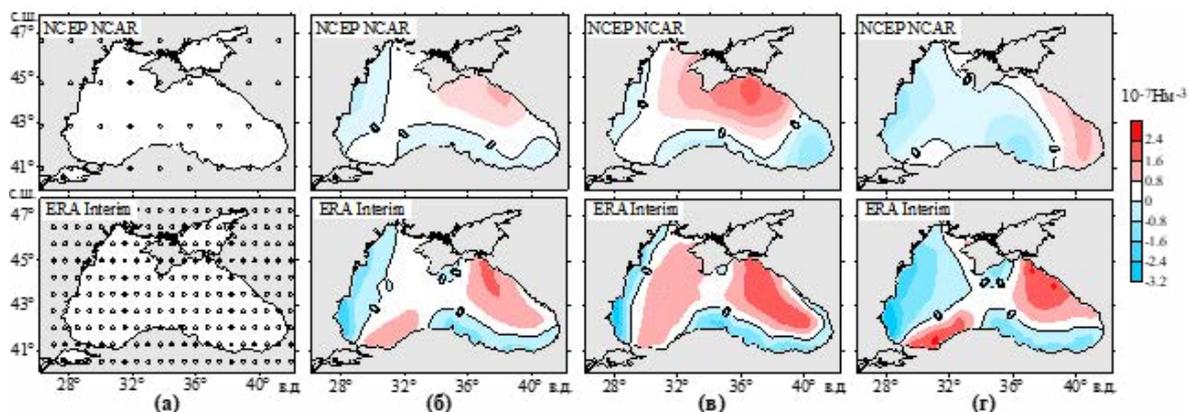


Рис. 1. Распределение по акватории моря исходных данных по ветру (а), завихренности напряжения трения ($\times 10^{-7}$ Нм^{-3}), вычисленной по данным о ветре реанализов NCEP\NCAR and ERA Interim: среднегодовое (а), в январе-феврале (б), июле-августе (г)

Сезонная изменчивость средней по акватории завихренности напряжения трения такова, что циклоническая завихренность преобладает зимой, ослабевает весной и может смениться на антициклоническую летом (рис. 2, а). Летом, по расчетам с использованием данных ERA Interim, завихренность имеет отрицательный знак только в июне, в то время как по данным NCEP\NCAR – в течение всех летних месяцев. Величина завихренности по данным реанализа ERA Interim с высоким пространственным разрешением выше в сторону преобладания циклонической завихренности, чем по данным реанализа NCEP\NCAR с низким пространственным разрешением (Рис.1, б–г; рис. 2, а, б). Отметим, что при расчетах по региональным моделям [6] с высоким пространственным разрешением (25×25 км) средняя по акватории завихренность является положительной (циклонической) в течение всего года.

Величина завихренности напряжения трения ветра изменяется в зависимости от смены направления преобладающего над морем ветрового потока. По двум реанализам максимальная циклоническая завихренность напряжения трения ветра отмечается при синоптических ситуациях с северо-восточными и восточными ветрами, антициклоническая – с юго-западными и западными ветрами (рис. 2, б). Эти направления далее были выбраны для анализа связи между межгодовой изменчивостью завихренности и повторяемостью преобладающего над морем ветра. Северо-восточные ветры в среднем за год имеют максимальную повторяемость (Рис.2, в). Минимальная повторяемость у юго-восточного ветра.

Межгодовые изменения средних по акватории аномалий завихренности напряжения трения ветра показаны на рис. 3. Аномалии рассчитывались от среднего значения за период 1979–2016 гг. Коэффициенты корреляции между временными рядами аномалий завихренности напряжения трения ветра двух реанализов (для периода 1979–2016) имеют высокие значения во все сезоны. Они составляют 0,81 в среднем за год, 0,87 для января-февраля, 0,74 – апреля-мая, 0,88 – июля-августа и 0,89 для октября-ноября. Таким образом, несмотря на разницу в абсолютных величинах характер межгодовой изменчивости завихренности напряжения трения ветра одинаково воспроизводится реанализами NCEP\NCAR и ERA Interim с разным пространственным разрешением.

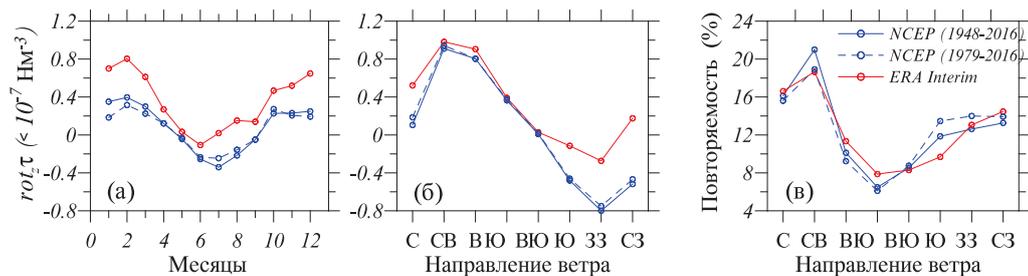


Рис. 2. Сезонный цикл средней по акватории завихренности напряжения трения ветра ($\times 10^{-7} \text{ Nm}^{-3}$) – (а), ее зависимость от направления преобладающего над морем ветра – (б), повторяемость преобладающих ветров (%) – (с). Синяя сплошная линия – NCEP\NCAR (1948–2016), синяя штриховая линия – то же (1979–2016), красная линия – ERA Interim

В долговременной изменчивости завихренности напряжения трения ветра присутствуют периоды с преобладающими положительными и отрицательными аномалиями (рис. 3). По среднегодовым данным (рис.3,а) и зимой (рис.3,б) усиление циклонической завихренности происходило в конце 60-е гг. начале 70-х гг. а ослабление в конце 90-х гг. В летние месяцы отмечается слабый положительный тренд в изменчивости аномалий завихренности (рис.3, в).

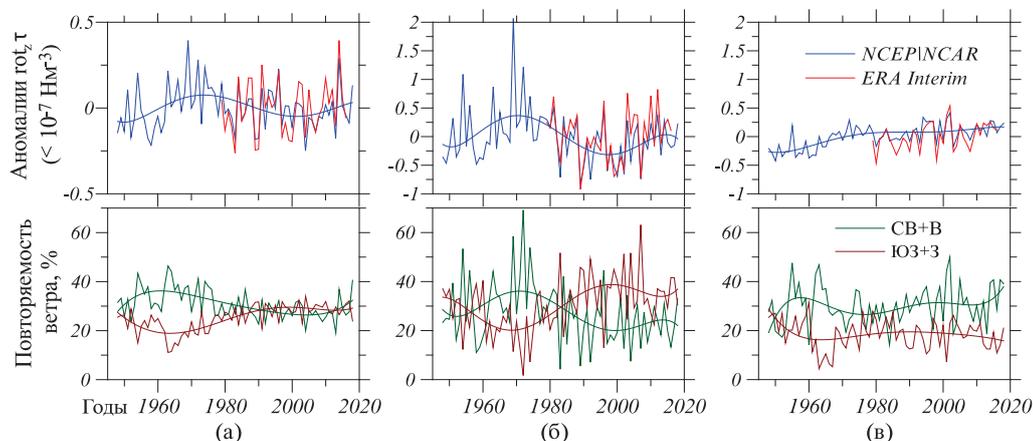


Рис.3. Межгодовые изменения средних по акватории аномалий завихренности напряжения трения ветра ($\times 10^{-7} \text{ Nm}^{-3}$) по данным NCEP\NCAR (синий), ERA Interim (красный) и повторяемость северо-восточных и восточных (CB+B – зеленый) и юго-западных и западных (ЮЗ+З – коричневый) ветров в среднем за год (а) в январе-феврале (б) и июле-августе (в) Сглаживающие кривые – полиномы 5 степени.

Межгодовые изменения средней по акватории завихренности имеют положительную корреляцию с суммарной повторяемостью северо-восточных и восточных ветров и отрицательную с повторяемостью западных и юго-западных ветров. Коэффициенты корреляции с повторяемостью северо-восточных и восточных ветров составляют: по среднегодовым данным 0,63, для января-февраля 0,86, апрель-мая 0,65 и октября-ноября 0,71. В летние месяцы связь величины завихренности с повторяемостью этих ветров менее выражена – коэффициент корреляции составляет 0,36.

ВЫВОДЫ

Сезонная и межгодовая изменчивость средней по акватории завихренности напряжения трения ветра имеют одинаковые тенденции для реанализов NCEP\NCAR и ERA Interim с разным пространственным разрешением. Но по данным реанализа ERA Interim с более высоким пространственным разрешением величина завихренности более высокая в сторону преобладания циклонической завихренности.

Межгодовые изменения завихренности напряжения трения ветра зависят от изменчивости направления преобладающего над морем ветрового потока. Циклоническая завихренность усиливается при увеличении повторяемости северо-восточных и восточных ветров, уменьшается при увеличении повторяемости западных и юго-западных ветров. Такая зависимость хорошо выражена в зимний и осенний сезоны, менее летом.

Работа выполнена в рамках государственного задания (тема 0827-2019-0001).

Литература:

1. Stanev E.V. *Understanding Black Sea Dynamics: Overview of Recent Numerical Modeling* // *Oceanogr.* – 2005. – 18, No. 2. – P. 56 – 75. – doi:10.5670/oceanog.2005.42
2. Кортаев Г.К. *О причине сезонного хода циркуляции Черного моря* // *Морской гидро-физический журнал.* – 2001. – № 6. – С. 14 – 20.
3. Kubryakov A.A., Stanichny S.V., Zatsepin A.G. et al. *Long-term variations of the Black Sea dynamics and their impact on the marine ecosystem* // *J. Mar. Sys.* – 2016. – 163. – P. 80 – 94. – doi:10.1016/j.jmarsys.2016.06.006
4. Ефимов В.В., Шокуров М.В., Барабанов В.С. *Физические механизмы возбуждения ветровой циркуляции внутренних морей* // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* – 2002. – 38, № 2. – С. 247 – 258.
5. Kara A.B., Hurlburt H.E., Wallcraft A.J. et al. *Black Sea Mixed Layer Sensitivity to Various Wind and Thermal Forcing Products on Climatological Time Scales* // *J. Clim.* – 2005. – 18, No. 24. – С. 5266 – 5293. – doi:10.1175/JCLI3573R2.1
6. Ефимов В.В., Анисимов А.Е. *Климатические характеристики изменчивости поля ветра в Черноморском регионе – численный реанализ региональной атмосферной циркуляции* // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана.* – 2011. – 47, № 3. – С. 380 – 392.
7. Kubryakov A.A., Stanichny S.V. *Seasonal and interannual variability of the Black Sea eddies and its dependence on characteristics of the large-scale circulation* // *Deep-Sea Res. Part I: Oceanographic Research Papers.* – 2015. – 97. – P. 80 – 91. – doi:10.1016/j.dsr.2014.12.002
8. Capet A., Barth A., Beckers J.-M. et al. *Interannual variability of Black Sea's hydrodynamics and connection to atmospheric patterns* // *Deep Sea Res. Part II: Topical Studies in Oceanography.* – 2012. – 77. – P. 128 – 142. – doi:10.1016/j.dsr2.2012.04.010
9. Шокуров М. В., Шокурова И. Г. *Завихренность напряжения трения ветра на поверхности Черного моря при различных ветровых режимах* // *Морской гидрофизический журнал.* – 2017. – № 6 (198) С 13–26. – doi: 10.22449/0233-7584-2017-6-13-26
10. Kalnay et al. *The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project* // *Bulletin of the American meteorological Society.* – 1996. – Т. 77. – №. 3. – С. 437-472.
11. Dee D.P., Uppala S.M., Simmons A.J. et al. *The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system* // *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* – 2011. – 137, Iss. 656. – P. 553 – 597. – doi:10.1002/qj.828

