

Федеральная служба
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

ТРУДЫ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А.И. Воейкова

Выпуск

581

*Под редакцией
д-ра физ.-мат. наук В. М. Катцова,
д-ра физ.-мат. наук В. П. Мелешко*

Санкт-Петербург
2016

Адрес: 194021, Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
Телефон: (812) 297-43-90
ФАКС: (812) 297-86-61
e-mail: director@main.mgo.rssi.ru
web site: <http://www.voeikovmgo.ru>

Редакционная коллегия

Д-р физ.-мат. наук В. М. Катцов, д-р физ.-мат. наук Е. Л. Генихович,
канд. физ.-мат. наук А. С. Зайцев, д-р физ.-мат. наук, профессор И. Л. Кароль,
д-р геогр. наук, профессор Н. В. Кобышева, д-р физ.-мат. наук В. П. Мелешко,
д-р геогр. наук А. В. Мещерская, д-р техн. наук А. А. Синькевич,
канд. физ.-мат. наук С. С. Чичерин,
канд. геогр. наук Е. Л. Махоткина (секретарь редколлегии)

В сборнике представлены результаты теоретических и экспериментальных исследований по актуальным проблемам изменения климата и прогноза погоды, атмосферной диффузии и мониторинга состояния атмосферы, климатологии, дистанционного зондирования атмосферы.

Сборник рассчитан на широкий круг научных работников и инженеров, интересующихся результатами современных исследований в области метеорологии и их практическим использованием.

Рекомендуется аспирантам и студентам старших курсов соответствующих специальностей.

В соответствии с решением Президиума высшей аттестационной комиссии Министерства образования и науки РФ журнал включен в перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата и доктора наук.

Proceedings of Voeikov Main Geophysical Observatory

Editorial board

Dr. V. M. Kattsov, Dr. E. L. Genihovich, Dr. A. S. Zaitsev, Dr. I. L. Karol,
Dr. N. V. Kobysheva, Dr. V. P. Meleshko, Dr. A. V. Mescherskaya,
Dr. A. A. Sinkevich, Dr. S. S. Chicherin, Dr. E. L. Makhotkina
(Editorial board secretary)

The publication deals with the results of theoretical and experimental studies on the present-day problems of changes in climate and weather forecast, atmospheric diffusion and atmospheric air condition monitoring, climatology, remote sounding of the atmosphere.

The publication is meant for a wide circle of specialists interested in the results of meteorological science development and their practical application.

It is recommended for post-graduates and students in their third or fourth year of respective speciality.

© Федеральное государственное бюджетное
учреждение «Главная геофизическая обсер-
ватория им. А.И. Воейкова»,
2016

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Е. И. Хлебникова, И. А. Салль, Ю. Л. Рудакова.</i> Климатические характеристики суточных максимумов температуры воздуха: ансамблевые оценки для территории России.	7
<i>А. А. Пикалёва, Е. Д. Надёжина, А. В. Стернзат, В. А. Борисенко, И. М. Школьник.</i> Исследование эволюции вечной мерзлоты на территории России с помощью моделей пограничного слоя атмосферы и теплопередачи в грунтах.	24
<i>Р. В. Бекряев.</i> Роль атмосферного форсинга в формировании изменчивости Северной Атлантики.	41
<i>Р. С. Бортковский.</i> О модельной оценке среднего газообмена между океаном и атмосферой.	77
<i>Н. В. Кобышева, М. В. Ключева.</i> Современные проблемы медицинской климатологии.	103
<i>А. Н. Серов, А. А. Петерс, Т. Н. Осипова.</i> Адаптация систем электросетевого хозяйства к изменению климата.	116
<i>В. В. Стадник, Е. В. Горбаренко, О. А. Шиловцева, В. А. Задворных.</i> Сравнение вычисленных и измеренных величин суммарной и рассеянной радиации, поступающей на наклонные поверхности, по данным наблюдений в Метеорологической обсерватории МГУ.	138
<i>Е. В. Каширина, Д. В. Фасолько.</i> Разработка автоматизированной технологии преобразования метеорологических данных для задач прикладной климатологии.	155
<i>О. В. Калмыкова, В. М. Шершаков.</i> Общие характеристики смерчей российской акватории Черного моря за период с 2014 по 2015 гг.	165

<i>И. И. Кононов, А. В. Снегуров, В. С. Снегуров, И. Е. Юсупов</i> Амплитудно-гиперболический метод местоопределения молниевых разрядов.....	176
<i>И. И. Кононов, А. В. Снегуров, В. С. Снегуров, И. Е. Юсупов.</i> Модельные расчеты эффективности гиперболической системы местоопределения молниевых разрядов метеорологических величин.	193
<i>А. В. Шавлов, В. А. Джуманджи.</i> Взаимное притяжение и коалесценция капель воды в облаках и тумане....	200
<i>А. А. Елисеев.</i> К теории прямого измерения дивергенции потока излучения в тропосфере.	221
<i>К. Ш. Хайруллин, Г. И. Прилипко, Н. А. Хорева.</i> Академик Голицын и его деятельность в Главной физической обсерватории.	237

CONTENTS

<i>E. I. Khlebnikova, I. A. Sall, J. L. Rudakova.</i> Climatic characteristics of the daily maximum air temperature: ensemble estimates over Russia.	7
<i>A. A. Pikaleva, E. D. Nadyozhina, A. V. Sternzat, V. A. Borisenko, I. M. Shkolnik</i> Investigation of permafrost evolution over the territory of Russia using the atmospheric boundary layer and heat transfer models.	24
<i>R. V. Bekryaev</i> Atmospheric forcing and low frequency North Atlantic variability.	41
<i>R. S. Bortkovski.</i> On the model estimate of mean air-ocean gas exchange.	77
<i>N. V. Kobysheva, M. V. Klyueva</i> Modern problems of medical climatology.	103
<i>A. N. Serov, A. A. Peters, T. N. Osipova</i> The power grid facilities adaptation to climate change.	116
<i>V. V. Stadnik, E. V. Gorbarenko, O. A. Shilovtseva, V. A. Zadvornykh</i> Comparison of calculated and measured values of total and diffuse radiation received on the inclined surface according to observations in the MO MSU.	138
<i>E. V. Kashirina, D. V. Fasolko</i> Development of automated conversion technology of meteorological data for climate applications.	155
<i>O. V. Kalmykova, V. M. Shershakov</i> Common characteristics of waterspouts over pey Russian Black Sea area during 2014-2015.	165
<i>I. I. Kononov, A. V. Snegurov, V. S. Snegurov, I. E. Yusupov</i> Amplitude-hyperbolic method for lightning discharges.	176

<i>I. I. Kononov, A. V. Snegurov, V. S. Snegurov, I. E. Yusupov</i> Model calculations of the efficiency of the hyperbolic system for locating lightning discharges.	193
<i>A. V. Savlov, V. A. Jumanji</i> Metastable states and coalescence of water drops inside clouds and fog.	200
<i>Eliseev A. A.</i> For direct measurement of radiation divergence theory in troposphere.	221
<i>K. S. Hayrullin, G. I. Prilipko, N. A. Horeva.</i> Academician Golitsyn and his activities in the Main Physical Observatory.	237

УДК 551.5 (470+571)

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СУТОЧНЫХ МАКСИМУМОВ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА: АНСАМБЛЕВЫЕ ОЦЕНКИ ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Е. И. Хлебникова, И. А. Салль, Ю. Л. Рудакова

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
E-mail: khlebnikova_e@mail.ru

Поступила в редакцию 14.03.2016

Введение

Для территории России, как и многих других регионов Земного шара, влияние изменений климата на экономику и социальную сферу не является однозначным. Это в полной мере относится к происходящему потеплению в летний сезон, которое, с одной стороны, способствует улучшению агроклиматических условий на севере территории, а с другой стороны — сопровождается увеличением числа дней с экстремально высокими значениями температуры воздуха, которые оказывают неблагоприятное воздействие на состояние окружающей среды, здоровье населения, отдельные отрасли экономики и объекты инфраструктуры (IPCC, 2014a, 2014б).

Особо следует отметить воздействие высоких температур на устойчивость функционирования систем энергоснабжения. Увеличение температуры воздуха приводит к уменьшению генерируемой мощности на электростанциях при одновременном увеличении энергопотребления. Высокие температуры негативно влияют также на процесс передачи электроэнергии, приводя к уменьшению исходной передаваемой мощности и увеличению потерь на линиях электропередач. Становится возможным возникновение

критических ситуаций, связанных с полным прекращением передачи электроэнергии из-за опасности перегрева линий электропередач (Хлебникова и др., 2014).

Существенность рассматриваемых негативных воздействий делает особо актуальной адаптацию энергетического комплекса к повышенным нагрузкам в летний сезон. Для обоснования адаптационных программ необходимо опираться на количественные характеристики ожидаемых изменений термического режима, дающие представление о диапазоне вариации различных показателей экстремальности, имеющих прикладное значение. В первую очередь к таким показателям следует отнести пороговые климатические характеристики температуры воздуха, отражающие свойства периодов со значениями температуры воздуха выше (ниже) пороговых критических значений.

В рамках настоящей работы предполагалось рассмотреть методические вопросы построения региональных проекций для характеристик суточных максимумов температуры воздуха, а также получить перспективные оценки числа дней с экстремально высокими температурами воздуха на территории России, отвечающие современным возможностям физико-математического моделирования климата.

Данные и методы их анализа

Анализ изменения климатических характеристик температуры воздуха в среднесрочной перспективе выполнялся на основе результатов расчетов с помощью ансамбля климатических моделей CMIP5 (Taylor et al., 2011) с высоким временным разрешением (1 сутки). Перечень моделей и их характеристики приведены в табл. 1.

Эти модельные данные использовались ранее для характеристики крупномасштабных климатических изменений и их воздействия на экономику России (Школьник и др., 2014а; Хлебникова, Салль, 2013; Школьник и др., 2014б). В настоящей работе на примере пороговых климатических характеристик термического режима, влияющих на функционирование объектов энергетики, обращается особое внимание

на роль согласования модельных и эмпирических данных в ансамблевых оценках.

Таблица 1

**Список используемых глобальных климатических моделей CMIP5
суточного разрешения**

№	Научные организации, страна	Индекс модели и год создания	Разрешение атмосферного компонента
1	БСС, Китай	BCC-CSM1.1, 2011	T42(2.8° × 2.8°)L26
2	CCCMA, Канада	CAN-ESM2, 2010	T63(1.9° × 1.9°)L35
3	NCAR, США	CCSM4, 2010	f09_g16(1.25° × 0.9°)L27 288 × 192
4	CMCC, Италия	CMCC-CMS, 2009	T63(1.9° × 1.9°)L95
5	CNRM, Франция	CNRM-CM5, 2010	TL127(1.4° × 1.4°)L31
6	CSIRO, Австралия	CSIRO-MK3.6, 2010	T63(1.9° × 1.9°)L18
7	GFDL, США	GFDL-ESM2G, 2010	AM2 M45 (2° × 2.5°)L24
8	Hadley Centre, UK	HADGEM2-ES, 2009	HadGEM2N96 (1.875° × 1.25°)L38
9	INM, Россия	INM-CM4, 2009	(2.0° × 1.5°)L21
10	IPSL, Франция	IPSL-CM5A-LR, 2010	LMDZ4(1.9° × 3.75°)L39 96 × 95
11	AORI/NIES/JAMES	MIROC5, 2010	T42L80(2.8° × 2.8°)L80
12	MPI, Германия	MPI-ESM-LR, 2009	T63(1.9° × 1.9°)L95
13	MRI, Япония	MRI-CGCM3, 2011	TL159(1.1° × 1.1°)L48 320 × 160
14	NCC, Норвегия	NOR-ESM1-M, 2011	F19(2.5° × 1.9°)L26 144 × 96

Использование глобальных моделей для характеристики изменений климата на региональном и локальном уровне предполагает привлечение специальных методов даунскейлинга, позволяющих учесть влияние местных условий (орографию, растительный покров и другие особенности) на оценки климатических изменений. Еще в начале 1990-х сформировалось два подхода к технологии даунскейлинга: статистический и динамический. Большая доступность и широкое распространение статистического подхода (Schoof, 2013) дали возможность довольно быстро получить первые оценки последствий изменений климата для различных видов хозяйственной деятельности во многих регионах Земного шара (Wilby, Dawson, 2013). Динамический подход, в рамках которого разрабатываются региональные климатические модели, потребовал более длительных усилий, но также внедрен в практику импактных исследований во многих странах (Van der Linden, Mitchell, 2009). В настоящее время под эгидой Всемирной Программы исследований климата выполняется скоординированный в глобальном масштабе проект CORDEX (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment), реализация которого даст возможность получить оценки изменений климата для всех регионов суши, включая Арктику, на основе региональных моделей высокого разрешения.

Однако, несмотря на значительный прогресс, достигнутый в последние десятилетия, современные климатические модели, как глобальные, так и региональные, по-прежнему проявляют различные виды систематических ошибок в воспроизведении современного климата (IPCC, 2013; ОД-2, 2014). В силу этого модельный климат будущего в его исходном виде редко выглядит правдоподобным во всех отношениях.

На рис. 1а в качестве примера представлен 30-летний ряд максимальной суточной температуры воздуха в июле (1981–2010 гг.) на станции Сухиничи в сравнении с модельными данными (MIROC5, Япония) для соответствующего пункта за этот же период (рис. 1б) и модельными данными для середины XXI века.

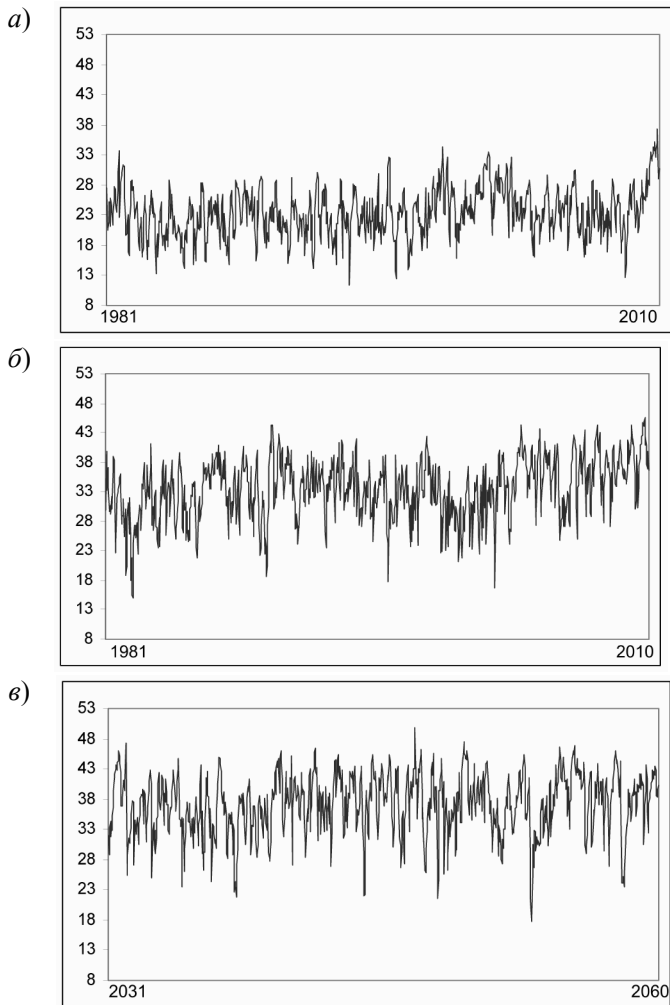


Рис. 1. Временные ряды суточных максимумов температуры воздуха в июле на ГМС Сухиничи по данным наблюдений и результатам моделирования (модель MIROC5, Япония):

- а) данные наблюдений за 1981—2010 гг. ($T_{\text{макс. ср.}} = 23,5$, $\sigma = 4,03$);
 б) модельные данные за 1981—2010 гг. ($T_{\text{макс. ср.}} = 33,5$, $\sigma = 5,03$);
 в) модельные данные за 2031—2060 гг. ($T_{\text{макс. ср.}} = 37,2$, $\sigma = 5,01$).

Для учета систематических искажений при построении климатических проекций используются два принципиально отличных подхода, которые схематически представлены на рис. 2. При реализации первого подхода, обозначенного здесь как «метод разностей» (в английском варианте используется название «delta change»), климат будущего получается путем введения в ряды наблюдений возмущений, основанных на разностях модельных оценок для будущего и современного климатов. Во втором случае («метод коррекции») проекция строится на модельных рядах после их корректировки путем введения соответствующих поправок.

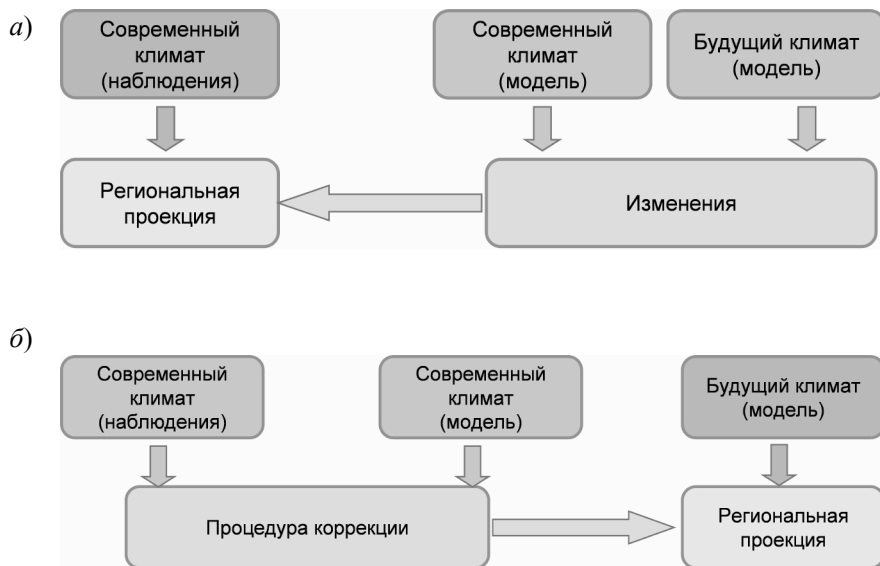


Рис. 2. Схемы построения региональных климатических проекций с использованием различных методов согласования модельных и эмпирических данных.

Заметим, что использованные названия упомянутых подходов являются исторически сложившимися, которые возникли на начальном этапе применения их простейших версий, и в настоящее

время слабо отражают суть различий. Современная практика регионализации и согласования модельных и эмпирических данных (с применением каждого из общих подходов) не сводится к устранению систематических отклонений с помощью разностных поправок, а опирается на более сложные статистические методы (Räisänen, Rätty, 2013).

Диапазон возможностей используемых методов согласования и выбор конкретного метода в значительной степени зависит от используемой методологии импактных оценок (рис. 3).



Рис. 3. Методология импактных оценок: различные подходы:
а) интегрированный подход; б) индикаторный подход.

В случае применения интегрированного подхода (рис. 3а) импактные модели, используемые для оценки последствий изменений климата, непосредственно связываются с моделями климата (Goodess et al., 2003). Соответственно, реализация этого подхода требует наличия модельных рядов различных метеорологических переменных,

находящихся в согласии с результатами наблюдений, которые можно рассматривать как входную информацию для применения импактных моделей.

Применение индикаторного подхода (рис. 3б) основано на оценке специальных климатических индексов влияния, различные виды которых отражают изменение климатических воздействий на конкретные объекты и процессы в экономике (European Environmental Agency, 2008). Этот подход предъявляет менее жесткие требования к процедуре согласования модельных и эмпирических данных. В этом случае процедура согласования модельной и эмпирической информации должна обеспечить отсутствие систематических искажений при оценке рассматриваемых климатических индексов (в вероятностном смысле).

Вероятностное согласование модельных и эмпирических данных суточного разрешения

Вероятностные методы согласования модельных и эмпирических данных предназначены для устранения систематических искажений в модельных рядах, которые проявляются в виде существенных различий интегральных функций распределения, оцениваемых по результатам климатического моделирования и данным наблюдений для базового периода. Эти методы используются при работе с модельными рядами высокого временного разрешения (1 сутки и менее) для различных метеорологических переменных.

Пусть $F_{об}$ — интегральная функция распределения рассматриваемой переменной, оцениваемая по данным наблюдений на выбранном внутригодовом интервале для базового периода,

F_{mb} — то же по исходным результатам моделирования для базового периода,

F_{mf} — то же по исходным результатам моделирования для будущего климата,

F_{of} — то же по результатам моделирования будущего климата после процедуры согласования.

Наиболее распространенный подход к вероятностному согласованию базируется на применении квантильного согласования, суть которого состоит в следующем.

Пусть x_α^{mod} — модельная оценка α — квантили распределения рассматриваемой переменной для базового периода,

x_α — соответствующая оценка α — квантили по реальным данным наблюдений, т. е.:

$$F_{\text{mb}}(x_\alpha^{\text{mod}}) = \alpha, \quad (1)$$

$$F_{\text{ob}}(x_\alpha) = \alpha. \quad (2)$$

Из (1) и (2) следует, что оценки x_α^{mod} и x_α связаны соотношением:

$$x_\alpha = F_{\text{ob}}^{-1}(F_{\text{mb}}(x_\alpha^{\text{mod}})). \quad (3)$$

Реализация принципа квантильного согласования (Burger et al., 2012, 2013) основана на гипотезе, что связь между оценками x_α^{mod} и x_α , выраженная соотношением (3), является устойчивой и может быть использована для корректировки значений квантилей не только для базового периода, но и для анализируемого будущего периода.

Применение соотношения (3) дает возможность устранить заметные искажения функции распределения рассматриваемой переменной в модельных рядах, однако при этом информация о функции F_{mf} , которая оценивается по исходным модельным данным для будущего климата, никак не учитывается. Между тем, отличия F_{mf} от F_{mb} , а также возможные отличия F_{of} от F_{ob} , могут в определенной степени отражать тенденции, обусловленные изменением климата.

Для учета при согласовании модельных и эмпирических данных всей имеющейся информации целесообразно использование метода преобразования интегральных функций распределения (Michelangeli et al., 2009), который методологически близок к описанному методу квантильного согласования и, по сути, является его расширением. В

этом случае значения функции распределения F_{of} рассчитываются с помощью цепочки преобразований:

$$F_{of}(x) = F_{ob}(F_{mb}^{-1}(F_{mf}(x))). \quad (4)$$

Возможность использования соотношения (4) для корректирования модельной функции распределения F_{mf} базируется на предположении об аналогичности преобразования модельной и эмпирической функций распределения при переходе от базового периода к будущему периоду, т. е. полагается, что

$$F_{ob}^{-1}(F_{of}(x)) = F_{mb}^{-1}(F_{mf}(x)). \quad (5)$$

Следует подчеркнуть, что использование соотношения (4) для согласования модельных и эмпирических данных исходит из допустимости трансформации функции распределения со временем и дает возможности получить значения интегральной функции распределения рассматриваемой переменной для климата будущего. Последующая оценка требуемых климатических характеристик осуществляется с помощью вероятностных методов (в отличие от квантильного согласования, которое допускает прямую обработку скорректированных модельных рядов).

Заметим, что описанная методология вероятностного согласования модельных и эмпирических данных идеологически восходит к методам стохастического моделирования метеорологических процессов (Хлебникова, 2008; Ogorodnikov et al., 2009). В настоящее время в условиях нестационарности климата востребованность этих подходов в мире значительно усилилась и приобрела широкие масштабы. Необходимость их дальнейшего развития, в том числе и для статистической интерпретации результатов климатического моделирования, становится все более очевидной.

Результаты

Методы получения перспективных оценок климатических характеристик на локальном уровне по модельным данным зависят как от базового временного масштаба, так и от особенностей конкретной климатической характеристики. Построение региональных проекций климатических показателей, основанных на информации высокого временного разрешения (1 сутки и менее), предъявляет гораздо более высокие требования к инструментам анализа, чем оценка климатических характеристик по месячным данным. Получение перспективных оценок климатических характеристик по суточным данным в общем случае сопряжено с учетом более сложной специфики вероятностных распределений, а также внутрисезонной нестационарности рядов. Особо следует отметить необходимость обеспечения согласованности оценок изменений и изменчивости, относящихся к разным временным масштабам (Haerter et al., 2011).

На данном этапе в качестве показателя экстремальности термического режима на локальном уровне анализировалась такая характеристика как число дней за год (сезон) с максимальной суточной температурой воздуха выше порогового уровня. Далее приведены некоторые оценки индекса для порогового значения $+25\text{ }^{\circ}\text{C}$, который является критическим при решении многих прикладных задач, связанных с воздействием термического режима на окружающую среду и экономику. Рассматриваемая характеристика является аддитивной функцией промежутка (в отличие, например, от непрерывной продолжительности периода с температурой выше порогового уровня), что позволяет выполнять ее оценку путем суммирования значений, полученных для отдельных месяцев.

Ансамблевые оценки числа дней с экстремально высокими температурами воздуха на середину XXI в. были получены с применением предварительного согласования интегральных функций распределения модельных и эмпирических данных для каждой модели и каждого месяца сезона на основе соотношения (5). Целесообразность такого подхода обусловлена, прежде всего,

особенностями искажений средних значений и дисперсий суточных максимумов отдельными моделями (см. рис. 4, 5), их распределением в ансамбле (рис. 6), а также совокупным интегральным эффектом с точки зрения оценки пороговых климатических характеристик температуры воздуха, отражающих продолжительность периодов со значениями температуры воздуха выше критических значений.

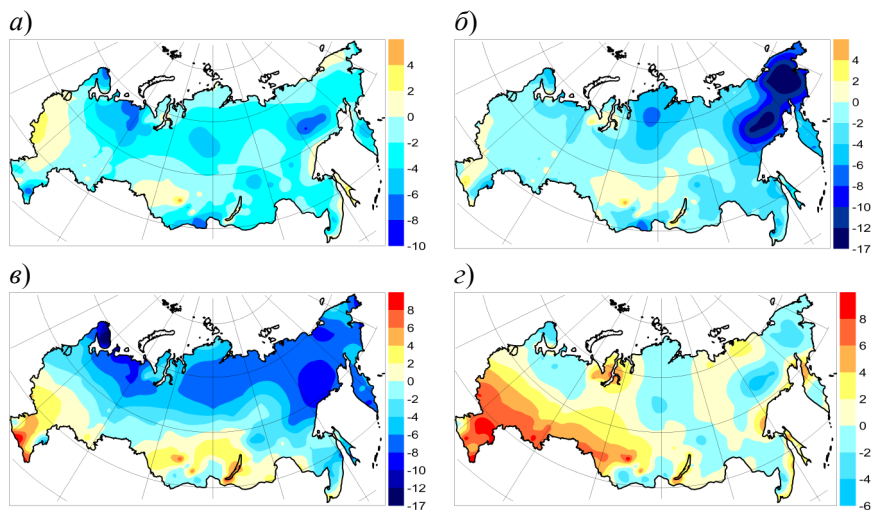


Рис. 4. Отклонение модельных средних значений суточных максимумов от их базовых эмпирических значений. Июль. 1951—1980 гг.

- а) IPSL-CM5A-LR, Франция; б) NorESMi-M, Норвегия;
в) CSIRO-Mk3.6, Австралия; з) Can-ESM2, Канада.*

На рис. 4 и 5 представлены примеры, иллюстрирующие региональные особенности в искажении базовых параметров — среднего и дисперсии — отдельными моделями. Для северных районов территории России характерным является занижение средних значений максимумов, а также их дисперсий (см. рис. 6). Каждый из этих факторов влечет занижение числа дней с экстремально высокими температурами, а их совокупное воздействие может привести к

существенному занижению соответствующего числа дней и даже сделать затруднительным обнаружение антропогенного сигнала.

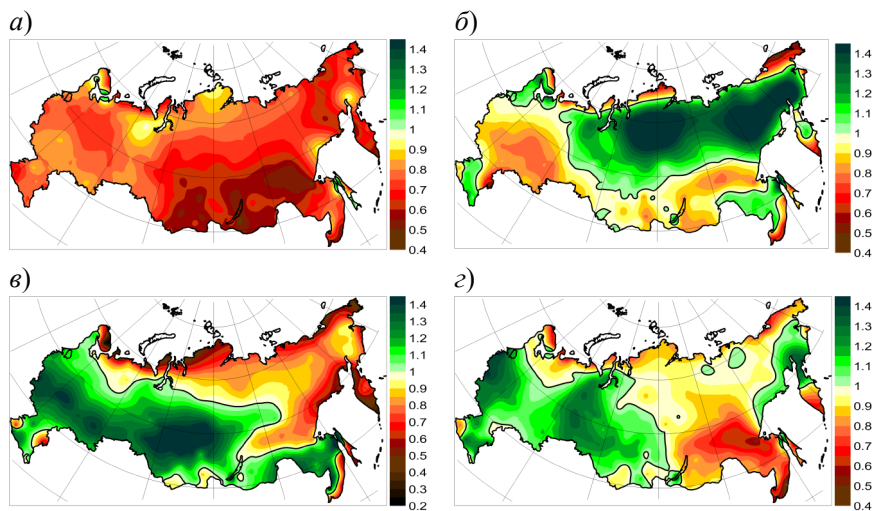


Рис. 5. Отношение модельных значений стандартов суточных максимумов к их базовым эмпирическим значениям.

- а) IPSL-CM5A-LR, Франция; б) NorESM1-M, Норвегия;
в) CSIRO-Mk3.6, Австралия; з) Can-ESM2, Канада.

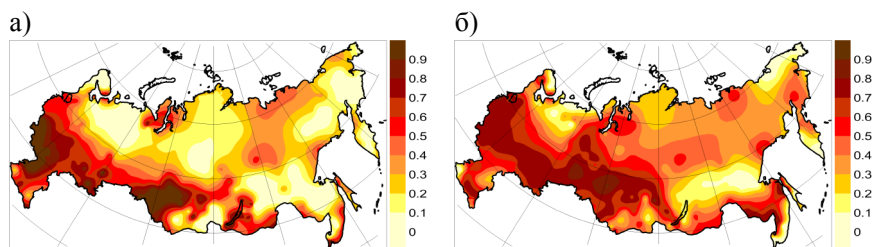


Рис. 6. Доля числа моделей, превышающих среднее (а) и дисперсию (б) суточной максимальной температуры воздуха. Июль. 1951—1980 гг.

На рис. 7 представлены сравнительные оценки будущих изменений числа дней с экстремально высокой температурой воздуха, которые получены с использованием разных способов обобщения по ансамблю. В первом случае применялось простое осреднение исходных оценок для отдельных членов ансамбля (рис. 7а). Во втором случае (рис. 7б) для каждой модели предварительно производилось вероятностное согласование модельных и эмпирических данных. В результате осреднению подвергалась гомогенизированная выборка разностей. Для рис. 7а процедура осреднения фактически производилась по неоднородной выборке, в которой доминировали отдельные модели, причем это не было связано с их качеством.

На рис. 8а представлены результирующие значения числа дней с экстремально высокими температурами воздуха на середину XXI в., которые получены на основе данных наблюдений для базового периода и ансамблевых оценок ожидаемых изменений с применением согласования модельных и эмпирических данных (см. рис. 7б). Наряду со средними по ансамблю значениями на рис. 8б приведены характеристики внутриансамблевого разброса (разность между квантилями уровней 0,25 и 0,75).

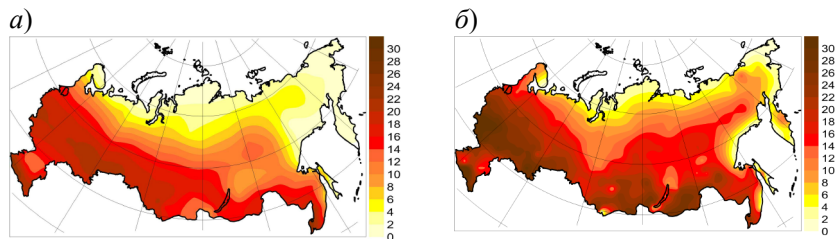


Рис. 7. Изменение числа дней с максимальной температурой воздуха выше +25 °С к середине XXI в. по отношению к периоду 1981—2000 гг.:

- а) средние оценки по ансамблю моделей CMIP5 суточного разрешения (сценарий RCP 4.5);
- б) то же — с предварительным вероятностным согласованием модельных и эмпирических данных.

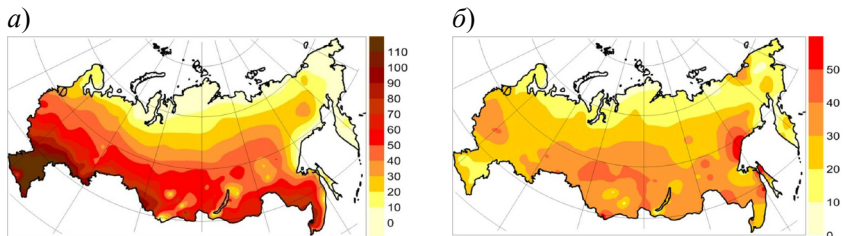


Рис. 8. Число дней с суточными максимумами температуры воздуха, превышающими +25 °С. 2031—2060 гг.:
а) среднее по ансамблю моделей CMIP5 (RCP 4.5) с применением вероятностного согласования, *б)* межквартильный разброс.

Следует обратить внимание на то, что разброс оценок при наличии этапа согласования результатов моделирования и данных наблюдений закономерно оказывается большим, чем в случае прямого использования выходной продукции глобальных климатических моделей, и лучше отражает степень неопределенности региональных проекций рассматриваемых характеристик экстремальности термического режима.

Выполненный анализ показал важную роль согласования модельных и эмпирических данных при получении перспективных оценок пороговых климатических характеристик термического режима по ансамблю моделей. Использование наиболее простого и широко распространенного подхода, основанного на методе разностей, дает представление об основных пространственных особенностях будущих изменений. При этом, однако, существенно недооценивается межмодельный разброс, и оказывается заниженной величина ожидаемых изменений на значительной территории. Реализованный вероятностный подход к процедуре согласования дает более адекватное представление о неопределенности оценок и величине антропогенного вклада в ожидаемые изменения. Получены перспективные оценки числа дней с экстремально высокими температурами воздуха в теплый сезон по ансамблю моделей CMIP5 для сценария RCP 4.5 на середину XXI века для территории России, необходимые для разработки адаптационных программ.

Работа выполнена при поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований (грант 14-05-00753).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

ОД-2 (2014). Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. / Под редакцией В. М. Катцова, С. М. Семенова — М.: Росгидромет. 1009 с.

Хлебникова Е. И. (2008). Численные стохастические модели временных метеорологических рядов и их прикладные возможности. Труды ГГО. Вып. 557. С. 34–52.

Хлебникова Е. И., Дацюк Т. А., Салль И. А. (2014). Воздействие изменений климата на строительство, наземный транспорт, топливно-энергетический комплекс // Труды ГГО. Вып. 574. С. 125–178.

Хлебникова Е. И., Салль И. А. (2013). Климатические факторы энергопотребления в России: тенденции, вариабельность, неопределенность оценок // Труды ГГО. Вып. 569. С. 7–19.

Школьник И. М., Мелешко В. П., Стадник В. В., Хлебникова Е. И., Аментьева Е. М., Генрихович Е. Л., Киселев А. А. (2014а). Влияние изменений климата на производство и потребление энергии в России // Труды ГГО. Вып. 573. С. 92–222.

Школьник И. М., Говоркова В. А., Кароль И. Л., Киселев А. А., Мелешко В. П., Надежина Е. Д., Павлова Т. В. (2014б). Ожидаемые изменения климата на территории Российской Федерации в XXI веке / В сб.: Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. — М.: Росгидромет. С. 320–349.

Bürger G., Murdock T. Q., Werner A. T., Sobie S. R., Cannon A. J. (2012). Downscaling extremes — an intercomparison of multiple statistical methods for present climate // *Journal of Climate*. V. 25. P. 4366–4388. DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00408.1.

Bürger G., Sobie S. R., Cannon A. J., Werner A. T., Murdock T. Q. (2013). Downscaling extremes — an intercomparison of multiple methods for future climate // *Journal of Climate*. V. 26. P. 3429–3449. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00249.1.

European Environmental Agency (2008). Impacts of Europe’s changing climate — 2008 indicator-based assessment. Joint European Environmental Agency (EEA) — Joint Research Council (JRC) — World Health Organization report // EEA Report № 4/2008; JRC Reference Report № JRC47756 (EEA, Copenhagen, Denmark).

Goodess C. M., Hanson C., Hulme M., Osborn N. J. (2003). Representing Climate and Extreme Weather Events in Integrated Assessment Models: A Review of Existing Methods and Options for Development // *Integrated Assessment*. V. 4. № 3. P. 145–171.

Haerter J. O., Hagemann S., Moseley C., Piani C. (2011). Climate model bias correction and the role of timescales // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* V. 15. P. 1065–1079.

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* / T. F. Stocker, 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.

IPCC (2014a). *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / C. B. Field, V. R. Barros, D. J. Dokken, K. J. Mach, M. D. Mastrandrea, T. E. Bilir, M. Chatterjee, K. L. Ebi, Y. O. Estrada, R. C. Genova, B. Girma, E. S. Kissel, A. N. Levy, S. MacCracken, P. R. Mastrandrea and L. L. White eds. — Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1132 p.

IPCC (2014b). *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / V. R. Barros, C. B. Field, D. J. Dokken, M. D. Mastrandrea, K. J. Mach, T. E. Bilir, M. Chatterjee, K. L. Ebi, Y. O. Estrada, R. C. Genova, B. Girma, E. S. Kissel, A. N. Levy, S. MacCracken, P. R. Mastrandrea and L. L. White eds. — Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 688 p.

Michelangeli P.-A., Vrac M., Loukos H. (2009). Probabilistic downscaling approaches: Application to wind cumulative distribution functions // *Geophys. Res. Lett.* V. 36. L11708. DOI: 10.1029/2009GL038401.

Ogorodnikov V. A., Khlebnikova E. I., Kosyak S. S. (2009). Numerical stochastic simulation of joint non-Gaussian meteorological series // *Russian Journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling.* V. 24. P. 467–480.

Räsänen J., Räty O. (2013). Projections of daily mean temperature variability in the future: cross-validation tests with ENSEMBLES regional climate simulations // *Clim. Dyn.* V. 1. P. 1553–1568.

Schoof J. T. (2013). Statistical Downscaling in Climatology // *Geography Compass.* V. 7. № 4. P. 249–265.

Taylor K. E., Stouffer R. J., Meehl G. A. (2011). A Summary of the CMIP5 Experiment Design (Program for Climate Model Diagnosis and Intercomparison (PCMDI), available at http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/docs/Taylor_CMIP5_design.pdf).

Van der Linden P., Mitchell J. F. B. (eds.) (2009). ENSEMBLES: Climate Change and its Impacts: Summary of research and results from the ENSEMBLES project. Met Office Hadley Centre, FitzRoy Road, Exeter EX1 3PB, UK. 160 p.

Wilby R. L. and C. W. Dawson (2013). The Statistical DownScaling Model: insights from one decade of application // *Int. J. Climatol.* V. 33. P. 1707–1719.

**ИССЛЕДОВАНИЕ ЭВОЛЮЦИИ ВЕЧНОЙ МЕРЗЛОТЫ НА
ТЕРРИТОРИИ РОССИИ С ПОМОЩЬЮ МОДЕЛЕЙ
ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ И
ТЕПЛОПЕРЕДАЧИ В ГРУНТАХ**

*А. А. Пикалёва, Е. Д. Надёжина, А. В. Стернзат,
В. А. Борисенко, И. М. Школьник*

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
E-mail: pikaleva@main.mgo.rssi.ru

Поступила в редакцию 23.03.2016
Поступила после доработки 7.04.2016

Введение

В последние десятилетия эволюция активного почвенного слоя под влиянием глобального потепления находится в фокусе исследований, проводимых как в нашей стране, так и за рубежом (Анисимов и др., 2003; Аржанов и др., 2013; Надёжина и др., 2010; Павлов и Малкова, 2010; Шерстюков и Шерстюков, 2015; Romanovsky et al., 2010; Saito et al., 2014). Большое внимание привлекают проблемы деградации вечной мерзлоты (ВМ), поскольку с этим явлением связано множество последствий экологического и экономического характера (изменение флоры и фауны, пересмотр норм и правил строительства зданий, сооружений и коммуникаций). При моделировании эволюции термического состояния многолетнемерзлых грунтов (ММГ) используются различные подходы к решению уравнения теплопроводности. В частности, широко распространены численные решения этого уравнения, позволяющие оценить температуру грунта до глубины нескольких десятков метров (Jafarov et al., 2012, 2014). В качестве входной информации для моделей теплопереноса в грунтах (МТГ) чаще всего используется температура подстилающей поверхности и толщина снежного покрова в разные месяцы,

полученные на основе расчетов по климатическим моделям разного пространственного разрешения. В статье (Anisimov et al., 2007) отмечается, что выбор исходных данных по температуре воздуха может оказать существенное влияние на распределение глубин протаивания и положение границы ВМ. Учитывая большую пространственную изменчивость характеристик вечной мерзлоты, входная информация о климате и его изменениях должна иметь высокое пространственное разрешение. В работах (Надёжина и др., 2008, 2010; Школьник и др., 2012; Shkolnik et al., 2010) было показано, что в качестве входных данных для МТГ наилучшим образом подходят результаты расчетов климата по региональным климатическим моделям, имеющим более высокое пространственное разрешение (10—50 км) по сравнению с глобальными моделями (100—200 км). Однако горизонтальная пространственная изменчивость глубин протаивания, которая является одной из важнейших характеристик вечной мерзлоты, имеет масштабы меньше разрешения наиболее широко распространенных региональных моделей климата.

Мозаичное пространственное распределение вечной мерзлоты и ее характеристик требуют более детального описания процессов энергообмена на границе между атмосферой и почвенным покровом. В частности, уточнение температуры поверхности, определяющей в значительной степени термику грунта, можно выполнить, привлекая в качестве инструмента для этого модель атмосферного пограничного слоя (АПС). Такая модель позволяет более реалистично описать термическое состояние многолетнемерзлых слоев с учетом специфики отдельных регионов за счет детализации структуры пограничного слоя над участками поверхности с различающимися растительным покровом и теплофизическими характеристиками (Надёжина и др., 2013). Вместе с тем, включение модели АПС, учитывающей подсеточные эффекты взаимодействия «подстилающая поверхность — атмосфера», в систему моделей позволяет проанализировать обратное влияние деградации вечной мерзлоты на структуру прилегающих к поверхности слоев воздуха. Отметим, что еще одним преимуществом использования модели АПС является возможность улучшить описание

атмосферных процессов в арктических и субарктических широтах за счет уточнения параметризаций эффектов устойчивой стратификации, преобладающей в этих регионах. Использование моделей АПС вместе с МТГ позволяет исследовать проблемы устойчивости ландшафтов, которые тесно связаны с разработкой методов адекватной интерпретации результатов климатических моделей.

Целью настоящей работы является анализ влияния динамики многолетнемерзлых грунтов и эволюции структуры пограничного слоя атмосферы на глубины сезонного протаивания и температуру грунтов в районах вечной мерзлоты на территории России с помощью моделей пограничного слоя атмосферы и теплопередачи в грунтах.

Модель теплопередачи в грунтах и пограничного слоя атмосферы

Для расчета характеристик вечной мерзлоты используется одномерная модель теплопередачи в грунтах, построенная с учетом фазовых переходов влаги. Численное решение уравнения теплопроводности отыскивается в многослойной расчетной области, верхняя граница которой в зависимости от сезона совпадает с верхней границей растительного или снежного покрова. Нижняя граница расчетной области находится на глубине 30 м. В области фазовых переходов вводится эффективная теплоемкость среды. Теплофизические характеристики отдельных слоев грунта, являющиеся коэффициентами уравнения теплопроводности, задаются в зависимости от состава и влажности грунтов. Решение уравнения отыскивается методом прогонки в узлах регулярной сетки. Используется неявная численная схема с суточным временным шагом. Схема реализована на переменной вертикальной сетке с шагом (всего 60 точек по вертикали). Расчет проводится для разных типов растительности и грунта. Развернутое описание схемы расчета приведено в (Надёжина и др., 2010; Павлова и др., 2007; Malevsky-Malevich et al. 2001). В качестве входных данных для МТГ используются толщина снежного покрова, которая в годовом ходе задается на основе данных реанализа о распределении

среднемесячных значений водного эквивалента, и среднемесячная температура поверхности снежного или растительного покрова.

Для детализации расчета термического режима подстилающей поверхности и, соответственно, улучшения описания пространственного распределения глубин протаивания используется модель пограничного слоя атмосферы. В настоящей работе используется одномерная версия многоуровневой модели АПС, описанная в (Надёжина и др., 2008, 2010) и применяющаяся для решения задач физики пограничного слоя. В рамках этой модели решение системы уравнений пограничного слоя атмосферы получается на переменной вертикальной сетке высокого разрешения для случая термически стратифицированного стационарного потока над горизонтально-однородной поверхностью, свойства которой определены. Для замыкания системы уравнений АПС используется двухпараметрическая модель турбулентности (уравнения дополняются соотношениями для кинетической энергии турбулентности и масштаба турбулентности). На нижней границе АПС задается уравнение теплового баланса, решение которого позволяет уточнить распределение температуры на границе раздела «атмосфера — снежный покров/растительность». В качестве первого приближения для решения уравнения теплового баланса используется температура поверхности, заданная по реанализу. Решение уравнения теплового баланса позволяет рассчитать на каждом шаге граничные условия для уравнения теплопереноса в АПС. На первом шаге поток тепла в почву считается нулевым, а затем этот поток рассчитывается на основе полученного распределения температуры в приповерхностном слое почвы. Изменения потока тепла в почву в результате теплопереноса, рассчитанного по МТГ, учитываются на каждом временном шаге. Принятая процедура расчетов обеспечивает учет обратного влияния эволюции многолетнемерзлых грунтов на структуру приповерхностных слоев воздуха, причем турбулентные потоки явного и скрытого тепла соответствуют структуре АПС, изменяющейся в результате межгодовой и внутригодовой изменчивости. В качестве входной информации модели АПС используются радиационный баланс поверхности, высота АПС,

характеристики воздушной массы на верхней границе этого слоя. Указанные характеристики задаются в узлах регулярной сетки, разрешение которой совпадает с разрешением данных реанализа.

При выборе входной информации для модели АПС в условиях базового климата мы исходили из результатов исследований, основанных на обработке натуральных данных комплексных экспериментов в разных регионах России (Руководство, 1985). Эти результаты демонстрируют возможность использования в качестве входной информации при описании структуры АПС характеристик воздушной массы на уровне 850 гПа. Таким образом, выбор в качестве входных данных для модели АПС высоты уровня изобарической поверхности 850 гПа и характеристик воздушной массы (температура, влажность, ветер) на этом уровне по реанализам ERA-40 (Uppala et al., 2005) и NCEP/DOE-II (Kanamitsu et al., 2002), приведенным к единому разрешению $1^\circ \times 1^\circ$, дает возможность описать эволюцию многолетнемерзлых грунтов в районах вечной мерзлоты. Во всех расчетах используются данные реанализов, осредненные за период 1981–2000 гг. Для сравнения с модельными расчетами привлекаются данные наблюдений по климатическим среднемесячным нормам температуры почвы (Справочник по климату, 1966).

Информация о глубинах протаивания и температуре почвы из указанного источника получена еще до начала интенсивного роста глобальной температуры воздуха и, следовательно, не в полной мере отражает влияние потепления климата на состояние вечной мерзлоты. Однако, преимущество этих данных для проведения сравнения с модельными расчетами перед некоторыми более современными оценками состоит в том, что в них включены более однородные наблюдения за большой временной интервал (1931–1963 гг.).

Локальные характеристики сезонных изменений термического состояния многолетнемерзлых грунтов

Проанализируем, как изменяется термика грунтов в условиях современного климата по оценкам реанализа ERA-40 и модели, детализирующей пограничный слой атмосферы, в районе метеостанций Тикси и Якутск. Данные наблюдений для этих пунктов

позволяют соотнести модельные оценки с результатами наблюдений и определить значимость учета детальной структуры АПС для описания внутrigодовых изменений термики многолетнемерзлых грунтов.

Во многих исследованиях обращается внимание на значительную неопределенность в модельных оценках высоты атмосферного пограничного слоя для разных сезонов, преимущественно в высоких широтах (Graversen et al., 2008; Kim et al., 2013). Рассмотрим, как изменяются расчетные значения температуры грунтов в районе метеостанции Тикси в зависимости от выбора положения верхней границы АПС. Как отмечено выше, при использовании данных реанализа принятая высота АПС соответствует высоте уровня 850 гПа (H_{850}). Вариации верхней границы АПС проведены в пределах изменений этой границы, полученных на основе эмпирических соотношений (Руководство, 1985). Соотношения получены с использованием экспериментальных данных большого объема и связывают высоту АПС с геострофическим ветром и перепадом потенциальных температур ($T_n - T_{850}$), где T_{850} — температура на уровне 850 гПа. Повышение верхней границы АПС соответствует увеличению в 1,5 раза высоты АПС по сравнению с высотой уровня 850 гПа по реанализу. Понижение верхней границы АПС варьируется в разные месяцы в пределах 100–200 м относительно высоты того же уровня.

На рис. 1 приведены кривые годового хода температуры поверхности (T_n), рассчитанные с учетом детализированной структуры АПС для разных вариантов задания высоты пограничного слоя, а также полученные с использованием данных реанализа ERA-40 и данных наблюдений на метеостанции Тикси. Из рисунка видно, что в летний сезон среднемесячные температуры поверхности, полученные по реанализу и данным наблюдений, различаются незначительно, а зимой и в переходные сезоны температура грунта по реанализу оказывается заниженной относительно данных наблюдений на 9 °С. Использование высоты 850 гПа непосредственно в качестве верхней границы высоты АПС в модели приводит к завышенным значениям температуры подстилающей поверхности летом. Если в теплое время года увеличить высоту пограничного слоя в 1,5 раза ($H > H_{850}$) по отношению к данным реанализа, то модельные значения T_n согласуются с наблюдениями. В зимний период использование модели АПС позволяет приблизить расчетные значения температуры

грунта к данным наблюдений вне зависимости от положения высоты пограничного слоя.

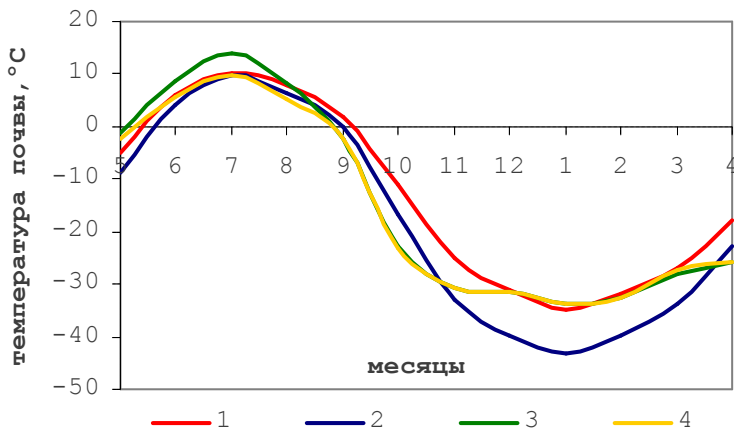


Рис. 1. Влияние высоты пограничного слоя атмосферы на годовой ход температуры поверхности в районе метеостанции Тикси.
 1 — данные наблюдений; 2 — температура поверхности по реанализу; 3 — расчетные значения T_n по реанализу при H_{850} ;
 4 — расчетные значения T_n по реанализу при $H > H_{850}$ летом.

На рис. 2 приведен годовой ход T_n для Якутска. Для этого пункта наблюдений летние температуры почвы по реанализу и данным наблюдений различаются незначительно, а зимой отмечается иное по сравнению с Тикси соотношение для температуры между данными реанализа и данными наблюдений, а именно: температура, полученная по реанализу, завышена относительно данных наблюдений до 11 °С. Из рисунка видно, что в переходные сезоны температура поверхности удовлетворительно воспроизводится моделью независимо от выбора высоты границы АПС. В летние месяцы удовлетворительная согласованность с данными наблюдений обеспечивается при большей, по сравнению с реанализом, высоте верхней границы АПС. В зимние месяцы значения T_n , полученные с использованием модели АПС (при $H > H_{850}$ летом $H < H_{850}$ зимой и $H > H_{850}$ летом и зимой), занимают

промежуточное положение между данными реанализа и наблюдений, однако при увеличении высоты пограничного слоя в 1,5 раза ($H > H_{850}$ летом и зимой) максимальные различия между данными реанализа и наблюдений уменьшаются до 5°C (кривая 5).

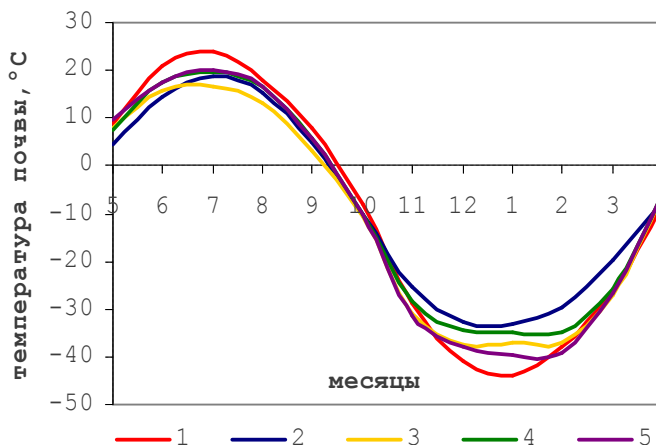


Рис. 2. Влияние высоты пограничного слоя на годовой ход температуры поверхности в районе метеостанции Якутск.

- 1 — данные наблюдений; 2 — температура поверхности по реанализу; 3 — расчетные значения $T_{\text{п}}$ по реанализу при H_{850} ; 4 — при $H > H_{850}$ летом и $H < H_{850}$ зимой; 5 — при $H > H_{850}$ летом и зимой.

Проведенный анализ показывает, что изменение высоты пограничного слоя атмосферы на входе в модель АПС позволяет улучшить воспроизведение распределения температуры поверхности грунта, преимущественно в зимний период, когда в обоих пунктах разность между данными наблюдений и реанализом наибольшая. В теплое время года, когда различия между данными реанализа и наблюдений меньше, чем зимой, изменение высоты АПС слабо сказывается на расчетных значениях температуры грунта в Якутске. Однако, для Тикси изменение высоты АПС позволяет приблизить модельные значения $T_{\text{п}}$ к данным наблюдений по сравнению с расчетами при высоте пограничного слоя H_{850} . Таким образом, способ

задания высоты АПС при моделировании температуры поверхности почвы может оказать существенное влияние на её величину.

Среди остальных входных параметров модели АПС, как показывает анализ, наибольшее влияние на расчетные значения $T_{\text{п}}$ оказывают вариации значений удельной влажности на уровне 850 гПа.

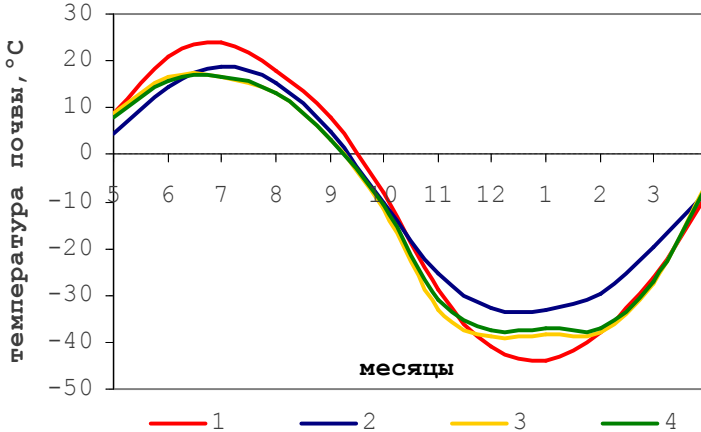


Рис. 3. Влияние потока тепла в почву на годовой ход температуры поверхности в районе метеостанции Якутск.

1 — данные наблюдений; 2 — температура поверхности по реанализу; 3 — расчетные значения $T_{\text{п}}$ по реанализу без учета потока тепла в почву; 4 — расчетные значения $T_{\text{п}}$ по реанализу с учетом потока тепла в почву.

На рис. 3 приведены кривые годового хода $T_{\text{п}}$ для метеостанции Якутск, полученные по совместной модели АПС + МТГ с учетом обратной связи «атмосфера — почва» и без учета влияния потока тепла в почву на расчетные значения температуры поверхности снежного или растительного покрова.

Анализ рисунка показывает, что в теплое время года и в переходные сезоны модельная температура поверхности согласуется с реанализом лучше, чем с наблюдениями. В зимний сезон модельные значения занимают промежуточное положение между данными реанализа и наблюдений. При этом максимальные различия между

данными реанализа и наблюдений составляют около $12\text{ }^{\circ}\text{C}$, между модельными результатами и данными каждого из указанных источников — около $6\text{ }^{\circ}\text{C}$. Как видно из рисунка, учет теплообмена поверхности с почвой незначительно сказывается на значениях температуры почвенного покрова (кривые 3, 4). Для метеостанции Тикси был проведен такой же эксперимент, результаты которого оказались близкими к тем, которые получены для Якутска: учет потока тепла в почву в уравнении баланса тепла на подстилающей поверхности незначительно сказывается на расчетных значениях $T_{\text{п}}$.

Важнейшая характеристика состояния ВМ — глубина слоя сезонного протаивания. Данные наблюдений о распределении максимальной глубины положения нулевой изотермы в почве под естественным покровом можно сопоставить с глубиной слоя сезонного протаивания (h_s) при положительной температуре поверхности. Вертикальная структура грунтов и их влажность задаются приближенно. В период проведения наблюдений в Якутске, данные которых приведены в Справочнике по климату (1966), был выполнен перенос метеорологической площадки. В связи с этим данные наблюдений h_s представлены для двух площадок. Наибольшие различия в значениях h_s при этом составляют порядка 20 см, т. е. 10 % от максимальной величины h_s . Привлечение модели АПС для расчета температуры поверхности оказывает гораздо большее влияние на глубины сезонного протаивания многолетнемерзлых грунтов, чем различия, связанные с переносом площадки наблюдений на метеостанции.

Рис. 4 демонстрирует влияние расчетной структуры АПС на расчетные значения h_s . Учет структуры АПС значительно приближает расчетные значения глубины протаивания к измеренным. Текстура почвы может оказывать заметное влияние на глубины протаивания.

Так, уменьшение коэффициента теплопроводности в 1,5 раза, обусловленное уменьшением влажности почвы, приводит в тех же самых климатических условиях, для которых проведен расчет, к уменьшению максимальной глубины сезонного протаивания приблизительно на 70 см.

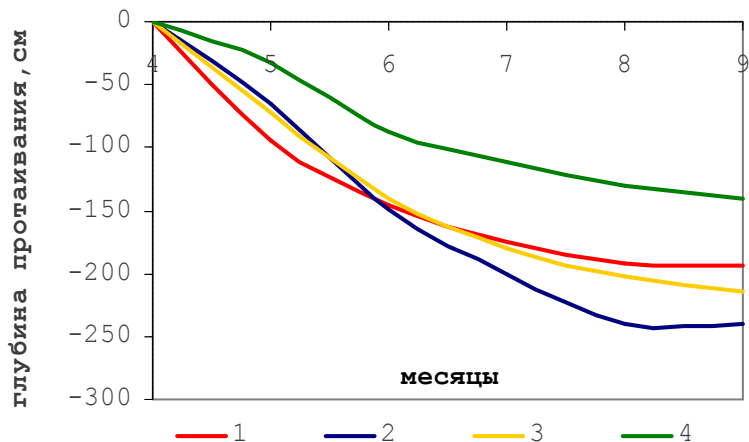


Рис. 4. Эволюция максимальных глубин протаивания в районе метеостанции Якутск.

1 — данные наблюдений; 2 — глубина протаивания, рассчитанная на основе данных реанализа без АПС; 3 — глубина протаивания, рассчитанная на основе данных реанализа и АПС; 4 — глубина протаивания, рассчитанная на основе данных реанализа и АПС с другим вариантом задания коэффициента теплопроводности.

Пространственные распределения температуры поверхности и глубин сезонного протаивания

Помимо модельного воспроизведения локальной эволюции термического состояния многолетнемерзлых грунтов значительное внимание уделяется вопросам крупномасштабных изменений зоны ВМ в целом, адекватному описанию ее границ, возможному смещению к северу южной границы зоны ВМ под влиянием потепления климата, изменениям пространственных распределений глубин протаивания в разных географических зонах. Представляет интерес анализ изменений, которые вносит детальное описание структуры АПС в пространственные распределения температуры поверхности.

На основе реанализа ERA-40 и NCEP/DOE-II была выполнена серия численных экспериментов по расчету температуры поверхности и глубин сезонного протаивания на территории Западной и Восточной Сибири. Расчеты проводились как с использованием данных по температуре поверхности из реанализа, так и по температуре поверхности, полученной с учетом детализированной структуры пограничного слоя атмосферы.

Пространственные распределения температуры поверхности в августе (когда глубина протаивания близка к максимальной в году), полученные на основе реанализов для зоны вечной мерзлоты России, показаны на рис. 5. На этом же рисунке показаны распределения температуры поверхности, рассчитанные с учетом детальной структуры АПС.

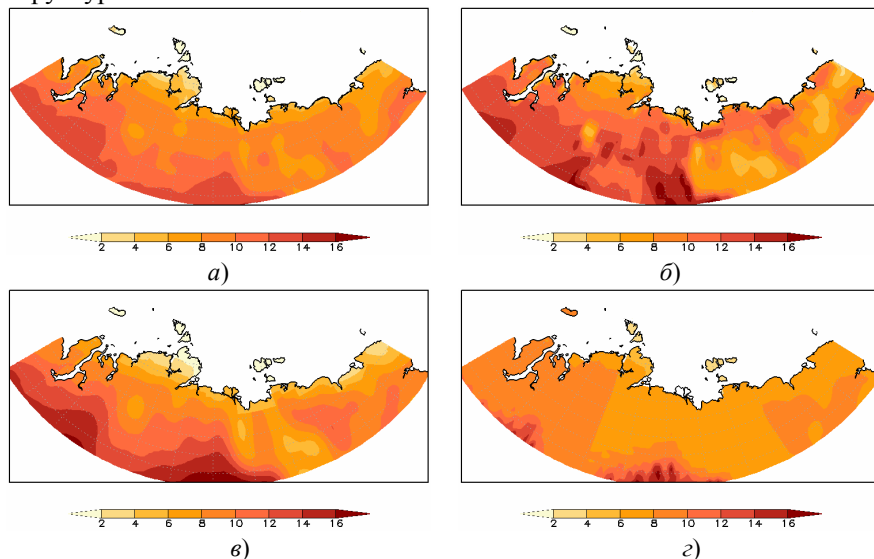


Рис. 5. Распределение температуры поверхности почвы в зависимости от выбора реанализа и условий на верхней границе атмосферного пограничного слоя:

- а) реанализ NCEP/DOE-II без детализации структуры АПС; б) реанализ NCEP/DOE-II с учетом детальной структуры АПС; в) реанализ ERA-40 без детализации структуры АПС; г) реанализ ERA-40 с учетом детальной структуры АПС и сглаженных входных параметров на верхней границе АПС.

Распределения максимальных глубин сезонного протаивания, полученные на основе указанных распределений температуры, показаны на рис. 6. Расчет проводился для суглинка со слоем растительности толщиной 20 см. Такая структура грунта наиболее распространена в районах ВМ, и показатели эволюции этих грунтов наиболее часто используются при анализе деградации ВМ.

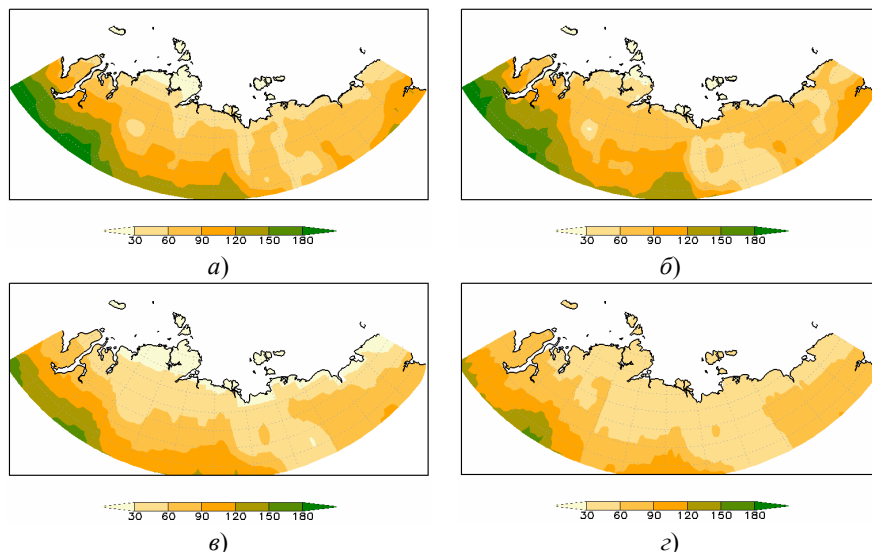


Рис. 6. Распределение максимальных глубин протаивания в августе в зависимости от выбора реанализа и условий на верхней границе атмосферного пограничного слоя:

а) реанализ NCEP/DOE-II без детализации структуры АПС; *б)* реанализ NCEP/DOE-II с учетом детальной структуры АПС; *в)* реанализ ERA-40 без детализации структуры АПС; *з)* реанализ ERA-40 с учетом детальной структуры АПС и сглаженных входных параметров на верхней границе АПС.

Оценки показывают, что детализация структуры АПС вносит заметные изменения в распределение температуры поверхности. Использование расчетного модуля, детализирующего структуру АПС, приводит к повышению температуры поверхности преимущественно в

южных и центральных районах зоны вечной мерзлоты в том случае, когда эта модель используется с входными данными из реанализа NCEP/DOE-II (рис. 5 а, б). Отличия в распределениях температуры поверхности, полученные по разным реанализам (рис. 5 а, в), гораздо меньше, чем отличия, связанные с детализацией структуры АПС.

Вместе с тем следует отметить, что в Восточной Сибири расчеты по модели АПС с данными NCEP/DOE-II приближают распределение температур к тому, которое получено по реанализу ERA-40. Серия численных экспериментов с осредненными по регионам характеристиками воздушной массы на уровне 850 гПа позволяет проанализировать влияние такого приближенного задания внешних параметров на температуру поверхности и толщину слоя сезонного протаивания. На рис. 5 г приведено распределение температуры поверхности, рассчитанное на основе осредненных значений температуры, влажности, скорости ветра на верхней границе пограничного слоя для северо-западного, северо-восточного, юго-восточного и юго-западного участков зоны вечной мерзлоты. Из рисунка видно, что исключение вариаций указанных характеристик (они находятся в диапазоне $\pm 25\%$ от их средних значений по региону) оказывает заметное влияние на распределение температуры поверхности.

Распределения максимальных глубин сезонного протаивания, представленные на рис. 6, отражают влияние различий в температуре поверхности между реанализами и оценками по модели АПС. Различие между реанализами приводит к разным оценкам глубин протаивания — они оказываются 1,2–1,4 раза меньшими в центральной и восточной Сибири при использовании реанализа ERA-40. Однако, несмотря на то, что привлечение модели АПС вносит заметный вклад на распределение температуры поверхности почвы, в оценках глубины протаивания это влияние оказывается меньшим (рис. 6 в, г). Это связано с тем, что на распределение глубин протаивания также влияет толщина снежного покрова, изменение которой не учитывается при использовании в модели АПС в соответствии с изменениями температуры поверхности почвы.

Заключение

В работе рассматривается один из способов детализации крупномасштабных полей температуры поверхности и слоя сезонного протаивания в зоне вечной мерзлоты России. Показаны локальные и пространственные отличия в расчетных характеристиках многолетнемерзлых грунтов, обусловленные привлечением модуля, обеспечивающего учет структуры АПС в каждом из узлов регулярной сетки, размещенной на поверхности. Температура поверхности почвы существенно изменяется, если вместо температуры поверхности, полученной по данным реанализа, использовать оценки температуры, полученные с привлечением модели АПС, особенно в районах центральной Сибири. При этом существенное значение имеет способ задания высоты АПС. Однако, детализация структуры пограничного слоя вносит заметно меньший вклад при моделировании глубин протаивания, что объясняется, тем что в модели АПС не учитывается изменение толщины снежного покрова за счет изменения температуры поверхности.

Дальнейшее развитие исследований предполагает совместное использование динамического даунскейлинга на основе региональной климатической модели и детализации вертикальной структуры АПС, что позволит более надежно описать ландшафтные особенности эволюции вечной мерзлоты под влиянием глобальных климатических изменений.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РГНФ в рамках научного проекта № 15-02-00528.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Анисимов О. А., Белолуцкая М. А., Лобанов В. А. (2003). Современные изменения климата и природной среды в области высоких широт Северного полушария // Метеорология и гидрология. № 1. С. 18–30.

Аржанов М. М., Елисеев А. В., Мохов И. И. (2013). Влияние климатических изменений над сушей внетропических широт на динамику многолетнемерзлых грунтов при сценариях RCP в XXI веке по расчетам глобальной климатической модели ИФА РАН // Метеорология и гидрология. № 7. С. 31–42.

Надёжина Е. Д., Школьник И. М., Павлова Т. В., Молькентин Е. К., Семиошина А. А. (2008). Реакция вечной мерзлоты на потепление климата: оценки с помощью региональной климатической модели // Криосфера Земли. Т. XII. № 3. С. 3–11.

Надёжина Е. Д., Павлова Т. В., Школьник И. М., Молькентин Е. К., Семиошина А. А. (2010). Модельные оценки пространственных распределений характеристик снежного покрова и многолетнемерзлых грунтов на территории России // Криосфера Земли. Т. XIV. № 2. С. 87–97.

Надёжина Е. Д., Орленко Л. Р., Пикалёва А. А. (2013). Оценки эволюции теплового состояния многолетнемерзлых грунтов на побережье Арктических морей с использованием системы моделей разного пространственного масштаба // Труды ГГО. Вып. 569. С. 62–74.

Павлов А. В., Малкова Г. В. (2010). Динамика криолитозоны в условиях меняющегося климата XX–XXI веков // Изв. РАН. Сер. Геогр. № 5. С. 44–51.

Пененко В. В., Цветова Е. А. (1999). Математические модели для исследования взаимодействий в системе озеро Байкал — атмосфера региона // ПМТФ. Т. 40. № 2. С. 137–174.

Пененко В. В., Цветова Е. А. (2014). Методы разделения масштабов и вариационные задачи для исследования изменчивости климатической системы и оценок экологических рисков // Труды конференции памяти А. М. Обухова. — М.: ГЕОС. С. 370–377.

Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации (1985). — Л.: Гидрометеиздат. 302 с.

Справочник по климату СССР (1966). Вып. 24. С. 365–366.

Шерстюков А. В., Шерстюков Б. Г. (2015). Пространственные особенности и новые тенденции в изменениях термического состояния почвогрунтов и глубины их сезонного протаивания в зоне многолетней мерзлоты // Метеорология и гидрология. № 2. С. 5–12.

Школьник И. М., Надёжина Е. Д., Павлова Т. В., Хлебникова Е. И., Семиошина А. А., Молькентин Е. К., Стафеева Е. Н. (2012). Моделирование региональных особенностей слоя сезонного протаивания в зоне вечной мерзлоты на территории Сибири // Криосфера Земли. Т. XVI. № 2. С. 52–59.

Anisimov O. A., Lobanov V., Reneva S., Shiklomanov N., Zhang T., Nelson F. E. (2007). Uncertainties in gridded air temperature fields and effects on predictive active layer modeling // Journal of geophysical research. V. 112. F02S14. doi: 10.1029/2006JF000593.

Graversen R. G., Mauritsen T., Tjernstrom M., Kallen E. and Svensson G. (2008). Vertical structure of recent Arctic warming // Nature. V. 451 (7174). P. 53–54.

Jafarov E. E., Marchenko S. S., Romanovsky V. E. (2012). Numerical modeling of permafrost dynamics in Alaska using a high spatial resolution dataset // The Cryosphere. № 6. P. 613–624.

Jafarov E. E., Nicolovsky D. J., Romanovsky V. E., Walsh J. E., Panda S. K., Serreze M. C. (2014). The effect of snow: How to better model groundsurface temperatures // *Cold Regions Science and Technology*. V. 102. P. 63–77.

Kanamitsu M., Ebisuzaki W., Woollen J., Shi-Keng Yang, Hnilo J., Fiorino M., Potter G. (2002). NCEP–DOE AMIP-II Reanalysis (R-2) // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* V. 83. P. 1631–1643. doi: 10.1175/BAMS-83-11-1631.

Kim B.-K., Kim J.-H., Hwang P., Ha H. K., Yang E.-J., Kang S.-H., Park S.-J., Kim S.-J., Lee S.-H., Kim T.-W., Kim S.-W., Shin H.-C. and Lee H.-J. (2013). Comprehensive Observational Study in the Seasonal Ice Zone: Role of Air-sea Interaction for Arctic Amplification // *AOS 2013 White Papers*.

Romanovsky V. E., Drozdov D. S., Oberman N. G., Malkova G. V., Kholodov A. L., Marchenko S. S., Moskalenko N. G., Sergeev D. O., Ukraintseva N. G., Abramov A. A., Gilichinsky D. A., Vasiliev A. A. (2010). Thermal state of permafrost in Russia // *Permafrost and Periglacial Processes. Special Issue: The International Polar Year*. V. 21. I. 2. P. 136–155.

Saito K., Marchenko S., Romanovsky V., Hendricks A., Bigelow N., Yoshikawa K., Walsh J. (2014). Evaluation of LPM permafrost distribution in NE Asia reconstructed and downscaled from GCM simulations // *Boreas*. V. 43. I. 3. P. 733–749.

Shkolnik I. M., Nadyozhina E. D., Pavlova T. V., Molkentin E. K., Semioshina A. A. (2010). Snow cover and permafrost evolution in Siberia as simulated by the MGO regional climate model in the 20th and 21st centuries // *Environmental Research Letters*. V. 5. № 1. P. 1–8.

Uppala S. M., Kållberg P. W., Simmons A. J., Andrae U., da Costa Bechtold V., Fiorino M., Gibson J. K., Haseler J., Hernandez A., Kelly G. A., Li X., Onogi K., Saarinen S., Sokka N., Allan R. P., Andersson E., Arpe K., Balmaseda M. A., Beljaars A. C. M., van de Berg L., Bidlot J., Bormann N., Caires S., Chevallier F., Dethof A., Dragosavac M., Fisher M., Fuentes M., Hagemann S., Hólm E., Hoskins B. J., Isaksen I., Janssen P. A. E. M., Jenne R., McNally A. P., Mahfouf J.-F., Morcrette J.-J., Rayner N. A., Saunders R. W., Simon P., Sterl A., Trenberth K. E., Untch A., Vasiljevic D., Viterbo P. and Woollen J. (2005). The ERA-40 re-analysis // *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* V. 131. P. 2961–3012. doi: 10.1256/qj.04.176.

РОЛЬ АТМОСФЕРНОГО ФОРСИНГА В ФОРМИРОВАНИИ ИЗМЕНЧИВОСТИ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

Р. В. Бекряев

Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле
199178 Санкт-Петербург, Средний пр. В. О., 41
Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова
19402 Санкт Петербург, ул. Карбышева, 7

E-mail: bekryaev@mail.ru

Поступила в редакцию 18.04.2016
Поступила после доработки 11.05.2016

1. Введение

Северная Атлантика вносит существенный вклад в формирование низкочастотной климатической изменчивости, примером которой служит Атлантическая мультидекадная осцилляция (Atlantic Multidecadal Oscillation — AMO). Индекс AMO количественно равен осредненной по атлантическому региону к северу от экватора (Enfield et al., 2001), либо по области $95^{\circ}\text{W}—30^{\circ}\text{E}$, $0^{\circ}—70^{\circ}\text{N}$ (Knight et al., 2005, 2006) аномалии температуры поверхности океана (SST – Sea Surface Temperature) после удаления линейного тренда. Применяются и другие определения AMO. В работе d’Orgeville, Peltier, 2007 индексу AMO соответствует первая главная компонента разложения по ЕОФ аномалий SST в регионе Северной Атлантики ($20^{\circ}\text{N}—65^{\circ}\text{N}$ и $100^{\circ}\text{W}—0^{\circ}\text{E}$), описывающая около 50 % общей изменчивости поля. В исследовании (Trenberth, Shea, 2006) индекс AMO получают вычитанием из аномалии SST Северной Атлантики значений глобальной аномалии SST.

Изменения состояния поверхностных вод Северной Атлантики естественно рассматривать в совокупности с динамикой компонент крупномасштабной океанической циркуляции, таких как

термохалинная меридиональная циркуляция (Atlantic Meridional Overturning Circulation — AMOC) и субполярный вихрь (Subpolar Gyre — SPG). Эти две структуры определяют океанический перенос тепла по направлению от экватора к полюсу. В области наиболее сильной термохалинной меридиональной циркуляции (примерно на 30° с. ш.) перенос тепла AMOC составляет в среднем около 1,2 ПВт (Johns et al., 2011). Индекс AMOC соответствует, как правило, объему водных масс, переносимых через параллель, проходящую по 25°, либо 30° с. ш. Поскольку прямые наблюдения за меридиональной циркуляцией начались лишь около 10 лет назад, для оценки низкочастотной изменчивости AMOC используют либо палеоклиматические реконструкции (Chylek et al., 2012), либо результаты модельных расчетов на основе глобальных климатических моделей (Global Climate Models — GCM). Субполярный вихрь простирается от Лабрадора до западной периферии Северо-Атлантического течения и характеризуется движением вод, направленным против часовой стрелки. Общепринятые индексы SPG в настоящее время еще не сложились.

В ряде работ (Schlesinger & Ramankutty, 1994; Enfield et al., 2001; Polyakov et al., 2010) отмечалась низкочастотная изменчивость климатической системы Северной Атлантики с характерными периодами в интервале 50—80 лет. Максимум изменчивости SST на масштабе 70—80 лет получен в модельных экспериментах, проведенных Delworth & Mann, 2000. Несколько более размытые по периоду (~55—80 лет) максимумы спектральной плотности выявлены Wei & Lohmann, 2012. В работе Wouters et al., (2012) на основе экспериментов с моделью EC-EARTH была отмечена изменчивость AMOC с доминирующим временным масштабом в 50—60 лет. Frankcombe & Dijkstra, 2011, Frankcombe et al., 2010, анализируя результаты 500-летнего контрольного эксперимента с моделью GFDL CM 2.1, получили выраженную изменчивость на временных масштабах 20—30 и 50—70 лет. Схожая картина распределения дисперсии по частотному спектру была выявлена и при анализе изотопа $\delta^{18}\text{O}$ в кернах с ледникового щита Гренландии и с острова

Элсмир (Chylek et al., 2012), а также в экспериментах с моделями HadCM3 и GFDL CM2.1.

Выдвигавшиеся гипотезы связывали низкочастотные колебания климатической системы Северной Атлантики с долгопериодными внешними воздействиями, нелинейными процессами океанической циркуляции или совместной системы океан-атмосфера, либо с трансформацией случайного атмосферного воздействия океаном.

В работах Ottera et al., 2010, Booth et al., 2012 изменение содержания атмосферного аэрозоля, особенно вулканического происхождения, было признано определяющим в формировании наблюдаемой изменчивости SST Северной Атлантики. Однако позднее Zhang et al., 2013 показали, что роль аэрозоля в генерации низкочастотной изменчивости североатлантического климата далеко не столь значительна.

Нелинейная динамика в системе океан-атмосфера может быть ответственной за формирование долгопериодной изменчивости (Dijkstra & Ghil, 2005, Dijkstra, et al., 2008), механизм связывают обычно с переходами термохалинной циркуляции между различными квазиустойчивыми состояниями (Cessi, 1994, Rahmstorf, 1995). Анализ боксовой нелинейной модели североатлантического SPG (Born & Stocker, 2014, Born et al., 2015) показал, что низкочастотная изменчивость вихря также может определяться наличием двух устойчивых состояний в системе, подвергаемой случайному внешнему форсингу.

Трансформация океаном случайного атмосферного воздействия в мультидекадные колебания является, по-видимому, наиболее популярной концепцией изучаемого феномена. Низкочастотная изменчивость может порождаться вследствие пульсаций как потоков тепла на поверхности океана, так и импульса от атмосферных движений (Chen et al., 2016). Достаточно очевидная цепочка причинно-следственных связей: усиление АМОС — теплая фаза АМО — ослабление зимней конвекции и формирования донных вод — ослабление АМОС — холодная фаза АМО, свидетельствует в пользу описания процесса как демпфированного осциллятора (Park & Latif, 2010; Sevellec & Huck, 2015).

Совместная динамика пары АМОС и АМО или триплета АМОС, АМО и SPG как осциллятора стимулирует изучение взаимных (и авто-) корреляционных функций индексов, позволяющих пролить свет на изучаемые процессы и обнаружить последовательность причинно-следственных связей. Следует подчеркнуть, что интерпретация взаимных корреляционных функций требует большой осторожности.

В большинстве экспериментов с GCM индекс АМОС опережает АМО на несколько лет, при нулевом сдвиге по времени эти индексы, как правило, положительно коррелированы. В работе Gastineau et al, 2016 воспроизведение контрольного климата по модели IPSL-CM5A-LR за 500 лет позволило обнаружить, что взаимная корреляция АМОС и АМО положительна, когда АМОС ведет с упреждением в 5-12 лет, и достигает максимума ($r \approx 0.42$) при временном сдвиге около 8 лет.

Оценки коэффициента парной корреляции индексов АМОС и АМО, полученные на основе анализа результатов интегрирования GCM в работах van Oldenborgh et al., 2009 и Sun et al., 2015, оказались близки, $r \approx 0.55 \div 0.60$. Практически в фазе изменяются индексы АМОС и АМО в экспериментах с климатической моделью COSMOS (Wei & Lohmann, 2012). Расчеты по 5-ти моделям, участвовавшим в проекте CMIP3 (Day et al., 2012), дали оценки коэффициентов корреляции диапазоне от 0,1 до 0,5, причем максимальная связь достигается при временном сдвиге от 0 до 3 лет (АМОС предшествует АМО). Аналогичные результаты были получены по 10-ти моделям проекта CMIP5 (Roberts et al., 2013), здесь временной сдвиг при ведущем индексе АМОС составлял от 1 до 5-ти лет.

Результаты ряда других исследований говорят, однако, о том, что однозначный вывод о связи АМОС и АМО сделать нельзя. Кросспектральный анализ, проведенный Marini & Frankignoul, 2014 для расчетов по пяти моделям, показал, что в большинстве экспериментов индексы АМОС и АМО находятся на низких частотах в фазе. Однако в модели IPSLMC5 фазовый сдвиг в низкочастотной области спектра оказался близок к 180° . Оценки на основе результатов экспериментов с 26-ю моделями CMIP5 (Muir & Fedorov, 2015) выявили большой разброс времени задержки для экстремумов

взаимной корреляционной функции АМОС и североатлантической SST. Анализ экспериментов с 27-ю моделями CMIP5 (Zhang & Wang, 2013, Wang, Zhang, 2013) по воспроизведению климата с 1850 по 2005—2012гг. продемонстрировал еще более неоднозначную картину. В 11-ти моделях ведущим является индекс АМОС, однако в остальных ситуация обратная или неопределенная. В ряде случаев корреляция синхронных значений АМОС и АМО отрицательна.

В чём же может быть причина такой неустойчивости взаимных корреляций индексов АМОС, АМО и SPG? В работе Tandon & Kushner, 2015 неоднозначность корреляций АМОС и североатлантической SST изучались на основе контрольных и исторических (20 век) экспериментов с моделями CMIP3 и CMIP5, а также ансамблевых расчетов по модели CESM1. Было высказано предположение, что внешний атмосферный форсинг нарушает внутренние динамические связи АМОС и АМО. Внутренняя связь этих индексов (Tandon & Kushner, 2015) предполагает ведущую роль АМОС, усиление которой должно приводить к росту SST Северной Атлантики. В условиях внешнего форсинга, напротив, лидирующая роль переходит к SST — рост температуры поверхности Северной Атлантики вызывает ослабление меридиональной океанической циркуляции. Синхронные корреляции индексов АМОС и АМО в этом случае также становятся отрицательными.

Мы полагаем, что физический механизм, определяющий неоднозначные корреляции индексов АМОС и АМО, отличается от механизма, предложенного Tandon & Kushnir, 2015. Результаты исследований климатической изменчивости Северной Атлантики позволяет предполагать, что основные черты её долгопериодной динамики могут быть описаны в рамках модели демпфированного осциллятора. Корреляционные и спектральные свойства осциллятора определяются не только его параметрами, но и спецификой внешнего возбуждения. Теоретическое обоснование этой гипотезы и является целью исследования.

Во втором разделе статьи описывается боксовая модель Северной Атлантики. Третий раздел посвящен методологии построения корреляционных и взаимных корреляционных функций. В разделе 4

рассматриваются корреляционные функции и спектральные плотности индексов АМОС и АМО при различных видах случайного атмосферного воздействия на систему. Пятый раздел посвящен обсуждению результатов, последний раздел выводам.

2. Простая модель Северной Атлантики со стохастическим форсингом

В работе используется боксовая модель формирования низкочастотной изменчивости Северной Атлантики, предложенная в работе Legatt et al., 2012. Концептуально модель отвечает предположениям, выдвинутым, в частности, в работе Marshall et al., 2001 о возбуждении крупномасштабной океанической динамики случайным во времени, но когерентным по пространству атмосферным форсингом. Такой форсинг связан, в первую очередь, с изменчивостью Североатлантической осцилляции (North Atlantic Oscillation — NAO), влияющей как на океаническую циркуляцию, определяемую ветровым воздействием, так и на процессы, связанные с активизацией конвекции (McCarthy et al., 2015). Очевидно, что интенсивность NAO регулирует также теплообмен между океаном и атмосферой, формируя крупномасштабные аномалии SST. Океан, в свою очередь, влияет на атмосферную циркуляцию, приводя к некоторому “покраснению” временного спектра её характеристик, однако такое обратное влияние носит сравнительно пассивный характер и не позволяет говорить о наличии активно действующих совместных мод, как, например, в случае явления ENSO. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать динамику океанического осциллятора Северной Атлантики без учета обратных связей с атмосферой, отводя атмосферной циркуляции роль источника случайного внешнего форсинга.

Предполагается, что основными компонентами, формирующими мультидекадную изменчивость Северной Атлантики, служат аномалии меридиональной ψ_m компоненты функции тока,

интенсивность которой мы полагаем аналогом индекса АМОС, горизонтальной ψ_g компоненты функции тока, характеризующей SPG, и средней по пространству температуры поверхности воды Северной Атлантики T , являющейся аналогом индекса АМО. В нашем исследовании модель Legatt et al, 2012 была модифицирована путем введения диссипативных слагаемых в уравнения для эволюции меридиональной ψ_m и горизонтальной ψ_g функций тока. Уравнения модели запишутся при этом следующим образом,

$$\frac{dT}{dt} = m\psi_m + g\psi_g - \lambda T + F_T(t), \quad (1)$$

$$\frac{d\psi_g}{dt} = -fT - \alpha_g\psi_g + F_g(t), \quad (2)$$

$$\frac{d\psi_m}{dt} = -sT - \alpha_m\psi_m + F_m(t), \quad (3)$$

где $F_T(t)$ — атмосферное воздействие на SST, определяемое потоками различных видов энергии через поверхность океана,

$F_g(t)$ и $F_m(t)$ — компоненты динамического форсинга, описывающие, соответственно, возбуждение крупномасштабной вихревой и меридиональной океанической циркуляции.

Будем рассматривать равновесную ситуацию, считая, что различные виды атмосферного форсинга $F_T(t)$, $F_g(t)$ и $F_m(t)$ представляют собой стационарные случайные процессы с нулевыми математическими ожиданиями. Коэффициенты λ , α_g и α_m определяют, соответственно, диссипацию тепловой энергии верхнего слоя океана, вихревой и меридиональной компонент функции тока. Для упрощения задачи будем полагать $\alpha_m = \alpha_g = \alpha$. Коэффициенты m, s, f, g отвечают линейным обратным связям в системе (Legatt et al., 2012). Значения m и s , исходя из физических особенностей процесса, всегда положительны, мы будем также считать, что и

$f > 0, s > 0$. Единица безразмерного времени t соответствует примерно 4 годам физического времени.

Модель (1-3) схематично описывает лишь ограниченную часть и только линейных обратных связей в системе крупномасштабной циркуляции Северной Атлантики. Предложенный подход связан с изучением отклика океана на стохастический атмосферный форсинг и продолжает, в этом смысле, линию исследований, берущую начало в известной работе Hasselmann, 1976. Анализ эвристической модели (1-3) позволяет, как мы полагаем, проинтерпретировать ряд противоречивых результатов, полученных в экспериментах с GCM, и продвинуться, таким образом, в понимании механизмов формирования низкочастотной изменчивости климатической системы.

Из уравнения для ψ_m следует, что при отсутствии атмосферного возбуждения меридиональной компоненты функции тока, то есть при $F_m(t) = 0$, корреляция T и ψ_m всегда будет отрицательной. В самом деле, умножая уравнение (3) на ψ_m и применяя операцию математического ожидания, получаем $\langle T\psi_m \rangle = -\frac{\alpha_m}{s} \langle \psi_m^2 \rangle$.

Поскольку параметр s из физических соображений может быть только положительным (положительная аномалия SST Северной Атлантики способствует блокированию глубокой конвекции и препятствует образованию донных вод), очевидно, что корреляция T и ψ_m отрицательна. Случай, когда $F_m(t) \neq 0$, требует более детального рассмотрения даже для синхронных корреляций.

3. Метод исследования. Интегралы свертки

Пусть решения для двух компонент системы дифференциальных уравнений со стохастическим внешним форсингом $X(t)$ можно представить в интегральном виде

$$\begin{aligned}
 Y(t) &= \int_0^{\infty} h_Y(u) X(t-u) du, \\
 Z(t) &= \int_0^{\infty} h_Z(u) X(t-u) du, \quad (4)
 \end{aligned}$$

где $h_Y(t)$ и $h_Z(t)$ - весовые функции для переменных $Y(t)$ и $Z(t)$, соответственно.

Взаимная корреляционная функция $Y(t)$ и $Z(t)$ в соответствии с определением запишется в виде (здесь предполагается, что математические ожидания $Y(t)$ и $Z(t)$ равны нулю)

$$\begin{aligned}
 B_{Y,Z}(\tau) &= M[Y(t)Z(t+\tau)] = M \left[\int_0^{\infty} \int_0^{\infty} h_Y(\xi) X(t-\xi) h_Z(\eta) X(t+\tau-\eta) d\eta d\xi \right] = \\
 &= \int_0^{\infty} h_Y(\xi) \int_0^{\infty} h_Z(\eta) B_X(\tau + \xi - \eta) d\eta d\xi. \quad (5)
 \end{aligned}$$

Корреляционная функция $B_X(\tau)$ и спектральная плотность $S_X(\omega)$ процесса X на входе системы (4) связаны прямым и обратным преобразованиями Фурье,

$$\begin{aligned}
 B_X(\tau) &= \int_{-\infty}^{\infty} S_X(\omega) \exp(i\omega\tau) d\omega, \\
 S_X(\tau) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} B_X(\tau) \exp(-i\omega\tau) d\tau. \quad (6)
 \end{aligned}$$

Введем аналогичным образом пары преобразований Фурье для весовых функций $h_Y(\tau)$ и $h_Z(\tau)$,

$$\begin{aligned}
h_Y(\tau) &= \int_{-\infty}^{\infty} G_Y(\omega) \exp(i\omega\tau) d\omega, \\
G_Y(\omega) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} h_Y(\tau) \exp(-i\omega\tau) d\tau, \\
h_Z(\tau) &= \int_{-\infty}^{\infty} G_Z(\omega) \exp(i\omega\tau) d\omega, \\
G_Z(\omega) &= \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} h_Z(\tau) \exp(-i\omega\tau) d\tau. \quad (7)
\end{aligned}$$

Используя теорему Парсеваля,

$$\int_{-\infty}^{\infty} g_1(t+\tau) g_2^*(t) dt = 2\pi \int_{-\infty}^{\infty} G_1(\omega) G_2^*(\omega) \exp(i\omega\tau) d\omega, \quad (8)$$

где $g_1(t)$, $g_2(t)$ и $G_1(\omega)$, $G_2(\omega)$ - две пары функций, связанных преобразованиями Фурье, знак * означает комплексное сопряжение, и, учитывая, что для вещественных функций $B_X(\tau) = B_X(-\tau)$, можем записать

$$\begin{aligned}
\int_0^{\infty} h_Z(\eta) B_X(\tau + \xi - \eta) d\eta &= \int_0^{\infty} h_Z(\eta) B_X(\eta - (\tau + \xi)) d\eta = \\
&= 2\pi \int_{-\infty}^{\infty} G_Z^*(\omega) S_X(\omega) \exp(-i\omega(\tau + \xi)) d\omega. \quad (9)
\end{aligned}$$

Если на вход системы подается ограниченный по частоте белый шум $X(t)$, то спектральная плотность связана с дисперсией

соотношением $S_X(\omega) = S_X(0) = \frac{\sigma_X^2}{2\pi}$, тогда

$$\begin{aligned}
& \int_0^{\infty} h_Z(\eta) B_X(\tau + \xi - \eta) d\eta = \sigma_X^2 \int_{-\infty}^{\infty} G_Z^*(\omega) \exp(-i\omega(\tau + \xi)) d\omega = \\
& = \sigma_X^2 \left(\int_{-\infty}^{\infty} G_Z(\omega) \exp(i\omega(\tau + \xi)) d\omega \right)^* = \\
& = \sigma_X^2 h_Z^*(\xi + \tau) = \sigma_X^2 h_Z(\xi + \tau). \tag{10}
\end{aligned}$$

Здесь учитывается, что $h_Z(\tau)$ вещественная функция.

Теперь выражение (5) для функции $B_{Y,Z}(\tau)$ принимает простой вид интеграла свертки

$$B_{Y,Z}(\tau) = \sigma_X^2 \int_0^{\infty} h_Y(\xi) h_Z(\xi + \tau) d\xi. \tag{11}$$

Соответственно, корреляционные функции процессов $Y(t)$ и $Z(t)$ записываются как,

$$\begin{aligned}
B_Y(\tau) &= \sigma_X^2 \int_0^{\infty} h_Y(\xi) h_Y(\xi + \tau) d\xi, \\
B_Z(\tau) &= \sigma_X^2 \int_0^{\infty} h_Z(\xi) h_Z(\xi + \tau) d\xi \tag{12}
\end{aligned}$$

Если процесс $X(t)$ на входе системы не является белым шумом, то выражение для взаимной корреляционной функции становится немного сложнее. В этом случае (выкладки из-за ограниченности места не приводятся) формула (5) может быть представлена в виде

$$B_{Y,Z}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} B_X(s) \int_0^{\infty} h_Y(\xi) h_Z(\xi + s + \tau) d\xi ds. \tag{13}$$

Соотношения (11, 12, 13) позволяют эффективно построить корреляционные функции.

4. Корреляционные и взаимные корреляционные функции АМО и АМОС

4.1. Стохастический форсинг меридиональной термохалинной циркуляции

Рассмотрим ситуацию, когда случайный атмосферный форсинг присутствует только в уравнении для меридиональной компоненты функции тока ψ_m , то есть $F_g = F_T \equiv 0$. В этом случае, исходную систему уравнений можно преобразовать к виду

$$\frac{d^2 T}{dt^2} + 2a \frac{dT}{dt} + bT = mF_m(t), \quad (14)$$

$$\frac{d\psi_m}{dt} = -sT - \alpha\psi_m + F_m(t). \quad (15)$$

где

$$\begin{aligned} 2a &= \alpha + \lambda, \\ b &= ms + fg + \alpha\lambda. \end{aligned} \quad (16)$$

Таким образом, эволюция температуры верхнего слоя океана T определяется линейным дифференциальным уравнением второго порядка со стохастическим форсингом. Установившиеся в статистическом смысле решения дифференциальных уравнений (14) и (15) определяются при $a > 0$ и $b - a^2 > 0$ следующим образом (см., например, Яглом, 1981)

$$T(t) = \int_0^{\infty} h_T(u) F_m(t-u) du, \quad (17)$$

где

$$h_T(u) = \frac{m}{\beta} \exp(-au) \sin(\beta u), \quad (18)$$

$$\beta = \sqrt{b - a^2}, \quad (19)$$

$$\psi_m(t) = \int_0^{\infty} \exp(-cu) (-sT(t-u) + F_m(t-u)) du, \quad (20)$$

Преобразуем (20), используя выражение (17) и замену переменных $\xi + u = t'$,

$$\begin{aligned} \psi_m(t) &= -sm \int_0^\infty \exp(-\alpha\xi) \int_\xi^\infty h_T(t' - \xi) F_m(t - t') dt' d\xi + \int_0^\infty \exp(-\alpha\xi) F_m(t - \xi) d\xi = \\ &= -\frac{sm}{\beta} \int_0^\infty \exp(-\alpha\xi) \int_\xi^\infty \exp(-a(t' - \xi)) \sin(\beta(t' - \xi)) F_m(t - t') dt' d\xi + \\ &+ \int_0^\infty \exp(-\alpha\xi) F_m(t - \xi) d\xi. \end{aligned} \quad (21)$$

Привлекая тригонометрические тождества, можем записать

$$\begin{aligned} \psi_m(t) &= -\frac{sm}{\beta} \int_0^\infty \exp((a - \alpha)\xi) \cos(\beta\xi) \int_\xi^\infty \exp(-at') \sin(\beta t') F_m(t - t') dt' d\xi + \\ &+ \frac{sm}{\beta} \int_0^\infty \exp((- \alpha + a)\xi) \sin(\beta\xi) \int_\xi^\infty \exp(-at') \cos(\beta t') F_m(t - t') dt' d\xi + \\ &+ \int_0^\infty \exp(-\alpha\xi) F_m(t - \xi) d\xi. \end{aligned} \quad (22)$$

Проинтегрировав (22) по частям, после упрощений получаем

$$\psi_m(t) = \int_0^\infty h_{\psi m}(u) F_m(t - u) du, \quad (23)$$

где

$$\begin{aligned} h_{\psi m}(u) &= \exp(-\alpha u) + \\ &+ \frac{ms(-\exp(-\alpha u)\beta + \exp(-\alpha u)[\beta \cos(\beta u) + (a - \alpha)\sin(\beta u)])}{\beta((a - \alpha)^2 + \beta^2)} \end{aligned} \quad (24)$$

Корреляционные и спектральные функции

Будем полагать, что атмосферное воздействие представляет процесс ограниченного по частоте белого шума с дисперсией $D[F_m(t)] = \sigma_m^2$. Применяя формулу (12), получаем

$$B_T(\tau) = \frac{\sigma_m^2 m^2}{4a(\beta^2 + a^2)} \exp(-a|\tau|) \left(\cos(\beta\tau) + \frac{a}{\beta} \sin(\beta|\tau|) \right), \quad (25)$$

Соответственно, дисперсия процесса

$$D[T] = \frac{\sigma_m^2 m^2}{4a(\beta^2 + a^2)} = \frac{\sigma_m^2 m^2}{4ab}. \quad (26)$$

Формула (25) представляет известное решение для корреляционной функции линейного дифференциального уравнения второго порядка со стохастическим форсингом (Яглом, 1981).

Корреляционная функция и дисперсия ψ_m записываются в виде

$$B_{\psi_m}(\tau) = \frac{\sigma_m^2}{4a\alpha\beta(a^2 + \beta^2)} \left(a^4 - 2a^2(\alpha^2 - \beta^2) + (\alpha^2 + \beta^2)^2 \right) \times \\ \times \left\{ \exp(-\alpha|\tau|) 2a\beta b \left(-ms + (a - \alpha)^2 + \beta^2 \right) \left(-ms + (a + \alpha)^2 + \beta^2 \right) + \right. \\ \left. + \exp(-a|\tau|) ms \alpha \left[\beta(8a^4 + ms(\alpha^2 + \beta^2) + a^2(-3ms + 8\beta^2)) \cos(\beta\tau) + \right. \right. \\ \left. \left. + a((4a^2 - ms)(a^2 - \alpha^2) + (3ms - 4\alpha^2)\beta^2 - 4\beta^4) \sin(\beta|\tau|) \right] \right\}. \quad (27)$$

$$D[\psi_m] = \frac{\sigma_m^2 \left[2a(a^2 + \beta^2 - ms)^2 + \alpha(m^2 s^2 + (a^2 + \beta^2) 2a(2a + \alpha)) \right]}{4a\alpha(\alpha^2 + \beta^2) \left((a + \alpha)^2 + \beta^2 \right)}. \quad (28)$$

Интересно, что процесс $\psi_m(\tau)$ не является дифференцируемым, поскольку производная от корреляционной функции (27)

$$\frac{1}{D[\psi_m]} \frac{\partial B_{\psi_m}(\tau)}{\partial \tau} \rightarrow -\frac{1}{2}, \text{ if } \tau \rightarrow 0. \quad \text{Случайный процесс } T(t)$$

относится к дифференцируемым процессам, так как

$$\frac{\partial B_T(\tau)}{\partial \tau} \rightarrow 0, \text{ if } \tau \rightarrow 0.$$

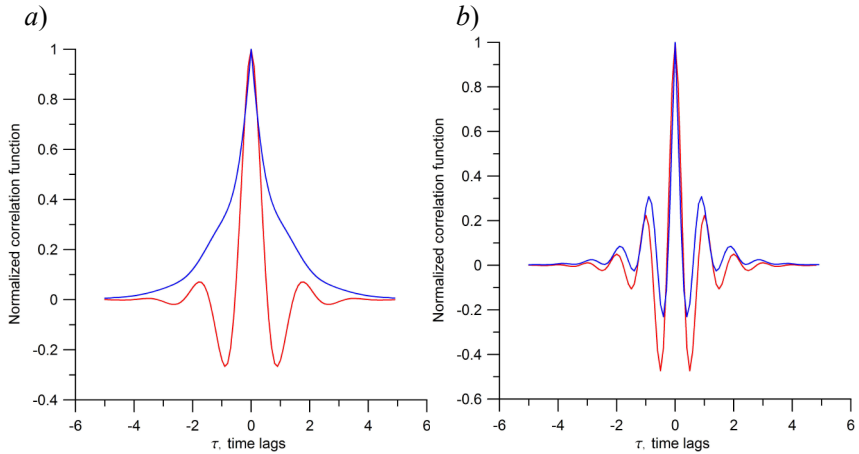


Рис. 1. Нормированные корреляционные функции $T(t)$ — красная линия и $\psi_m(t)$ — синяя линия.

Значения параметров: $s = 3, f = 2, g = 5, \alpha = 1, \lambda = 2$.

$a) m = 1, b) m = 10$.

Приведенные на рис. 1 примеры демонстрируют различия корреляционных функций для SST и меридиональной функции тока при различных значениях параметров. Если (рис. 1a), диссипативные слагаемые модели осциллятора относительно велики по сравнению с “колебательными” компонентами, корреляционные функции отличаются существенно, причем функция тока не показывает явных признаков наличия осциллятора. При относительно слабой диссипации (рис. 1b) корреляционные функции весьма схожи.

Спектральные плотности процессов $T(t)$ и $\psi_m(t)$ описываются выражениями

$$S_T(\omega) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} B_T(\tau) \cos(\omega\tau) d\tau =$$

$$= \frac{\sigma_m^2}{2\pi} \left(\frac{m^2}{a^4 + (\beta^2 - \omega^2)^2 + 2a^2(\beta^2 + \omega^2)} \right), \quad (29)$$

$$S_{\psi_m}(\omega) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} B_{\psi_m}(\tau) \cos(\omega\tau) d\tau =$$

$$= \frac{\sigma_m^2}{2\pi} \frac{a^4 + (ms - \beta^2 + \omega^2)^2 + 2a^2(-ms + \beta^2 + \omega^2)}{(a^2 + \omega^2)((a^2 + \beta^2)^2 + 2(a^2 - \beta^2)\omega^2 + \omega^4)}. \quad (30)$$

На рис. 2 приведены примеры нормированных спектральных плотностей $S_T(\omega)$ и $S_{\psi_m}(\omega)$ при различных значениях параметров модели.

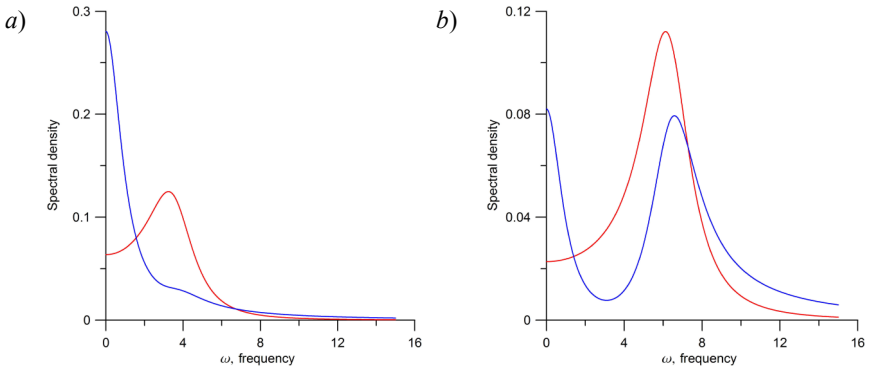


Рис. 2. Нормированные спектральные плотности

$$\frac{S_T(\omega)}{D[T(t)]} \text{ — синяя линия и } \frac{S_{\psi_m}(\omega)}{D[\psi_m(t)]} \text{ — красная линия.}$$

Значения параметров те же, что и на рис.1.

Интересно, что спектральные плотности SST и меридиональной компоненты функции тока могут не только иметь экстремумы на несовпадающих частотах, но и отличаться качественно. Таким образом, отсутствие сходства в оценках спектральных плотностей для индексов АМО и АМОС, полученных как по данным наблюдений, так

и по результатам расчетов на GCM, еще не свидетельствует о независимости этих параметров или о существенном влиянии нелинейных связей.

Определим далее взаимную корреляционную функцию процессов $T(t)$ и $\psi_m(t)$. Используя формулу свертки (11) и упрощая выражения, для $\tau \geq 0$ получаем

$$\begin{aligned}
 B_{T,\psi_m}(\tau) = & \frac{\sigma_m^2}{4a\beta(a^2 + \beta^2)(a^4 - 2a^2(\alpha^2 - \beta^2) + (\alpha^2 + \beta^2)^2)} \times \\
 & \times \{4am \exp(-\alpha\tau)\beta(a^2 + \beta^2)(-ms + (a - \alpha)^2 + \beta^2) - \\
 & - m^2 s \exp(-a\tau)((a + \alpha)^2 + \beta^2) \times \\
 & \times [(-2a + \alpha)\beta \cos(\beta\tau) + (a(-a + \alpha) + \beta^2)\sin(\beta\tau)]\}
 \end{aligned}
 \tag{31}$$

Для отрицательных значений времени задержки τ ,

$$\begin{aligned}
 B_{T,\psi_m}(-\tau) = & \frac{\sigma_m^2}{4a\beta(a^2 + \beta^2)((a + \alpha)^2 + \beta^2)} \exp(-\alpha\tau) \times \\
 & \times (m\beta(4a^3 - 2ams - ams + 4a\beta^2)\cos(\beta\tau) - \\
 & - m[a(4a^2 - ms)(a + \alpha) + (ms + 4a(a + \alpha))\beta^2]\sin(\beta\tau)).
 \end{aligned}
 \tag{32}$$

Поведение взаимной корреляционной функции существенным образом зависит от параметров модели, демонстрируя либо монотонное затухание, либо затухающие осцилляции (рис. 3). Заметим, что визуальный анализ взаимной корреляционной функции не позволяет сделать выводы о последовательности причинно-следственных связей, хотя и, несомненно, указывает на их наличие.

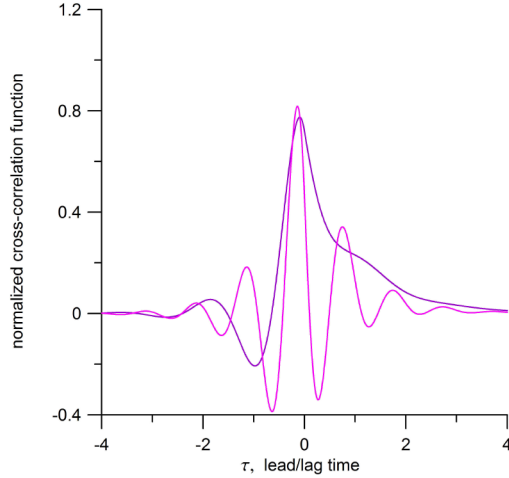


Рис. 3. Нормированная взаимная корреляционная функция температуры $T(t)$ и меридиональной компоненты функции тока $\psi_m(t)$.

Значения параметров те же, что и на рис. 1.

Фиолетовая линия $m = 1$, розовая $m = 10$.

Положительные значения τ соответствуют опережающим изменениям температуры.

При значении $\tau = 0$ ковариационный момент равен

$$B_{T, \psi_m}(\tau) = \sigma_m^2 \frac{m(4a^3 - 2ams - ms\alpha + 4a\beta^2)}{4a(a^2 + \beta^2)(a^2 + 2a\alpha + \alpha^2 + \beta^2)}. \quad (33)$$

Поскольку $\beta^2 = b - a^2$, $b = ms + fg + \alpha\lambda$, $a = \frac{\alpha + \lambda}{2}$, выражение

(33) принимает форму

$$B_{T, \psi_m}(\tau) = \sigma_m^2 \frac{m(\lambda ms + 2(\alpha + \lambda)fg + 2(\alpha + \lambda)\alpha\lambda)}{4a(a^2 + \beta^2)(a^2 + 2a\alpha + \alpha^2 + \beta^2)}. \quad (34)$$

Физически обусловленные параметры задачи предполагают, что произведения $ms > 0$ и $fg > 0$. В этом случае ковариация $T(t)$ и $\psi_m(t)$ при $\tau = 0$ всегда положительна. Такой результат хорошо согласуется с большинством экспериментов на основе GCM.

Приведем также соотношение для коэффициента парной корреляции $T(t)$ и $\psi_m(t)$,

$$r_{T,\psi_m} = \frac{B_{T,\psi_m}(0)}{\sqrt{D[T(t)]D[\psi_m(t)]}} = \frac{4a^3 - 2ams - ms\alpha + 4a\beta^2}{\left((a + \alpha)^2 + \beta^2\right) \sqrt{2a\alpha b + m^2 s^2 - \frac{msb(ms + 4a\alpha)}{(a + \alpha)^2 + \beta^2}}}. \quad (35)$$

4.2. Стохастический форсинг Атлантического субполярного вихря

В случае, когда форсинг воздействует на SPG, например, вследствие флуктуаций NAO увеличивая или уменьшая скорость течений, система уравнений трансформируется к виду,

$$\frac{d^2 T}{dt^2} + 2a \frac{dT}{dt} + bT = gF_g(t), \quad (36)$$

$$\frac{d\psi_m}{dt} = -sT - \alpha\psi_m. \quad (37)$$

Установившиеся решения системы (36)-(37) записываются следующим образом

$$T(t) = \int_0^\infty h_T(u) F_g(t-u) du, \quad (38)$$

где $h_T(u) = \frac{g}{\beta} \exp(-au) \sin(\beta u), \quad (39)$

$$\psi_m(t) = \int_0^\infty h_\psi(u) F_g(t-u) du, \quad (40)$$

где

$$h_{\psi}(u) = \frac{gs(-\exp(-\alpha u)\beta + \exp(-\alpha u)[\beta \cos(\beta u) + (a - \alpha)\sin(\beta u)])}{\beta((a - \alpha)^2 + \beta^2)}. \quad (41)$$

Далее считаем, что $F_g(t)$ представляет белый шум, причем $D[F_g(t)] = \sigma_g^2$. Используя свертку (12), получаем корреляционные функции и дисперсии процессов $T(t)$ и $\psi_m(t)$,

$$B_T(\tau) = \frac{\sigma_g^2 \exp(-a|\tau|)g^2(\beta \cos(\beta\tau) + a \sin(\beta|\tau|))}{4a\beta(a^2 + \beta^2)}. \quad (42)$$

$$D[T] = \frac{\sigma_g^2 g^2}{4a(a^2 + \beta^2)} = \frac{\sigma_g^2 g^2}{4ab}. \quad (43)$$

$$B_{\psi_m}(\tau) = \frac{\sigma_g^2 g^2 s^2}{4a\alpha\beta(a^2 + \beta^2)(a^4 - 2a^2(\alpha^2 - \beta^2) + (\alpha^2 + \beta^2)^2)} \times \\ \times (\exp(-\alpha|\tau|)2a\beta(a^2 + \beta^2) + \exp(-a|\tau|)\alpha \times \\ \times [\beta(\alpha^2 + \beta^2 - 3a^2)\cos(\beta\tau) + a(\alpha^2 + 3\beta^2 - a^2)\sin(\beta|\tau|)]), \quad (44)$$

$$D[\psi_m] = \frac{\sigma_g^2 g^2 s^2 (2a + \alpha)}{4a\alpha(a^2 + \beta^2)(a^2 + 2a\alpha + \alpha^2 + \beta^2)}. \quad (45)$$

Заметим, что в этом случае обе корреляционные функции $B_T(\tau)$ и $B_{\psi_m}(\tau)$ дифференцируемы, поскольку при $\tau = 0$ производные по τ обращаются в нуль.

Интересно, что при тех же, что и на рис. 1. значениях параметров характер поведения корреляционных функций несколько изменился. В случае доминирующего демпфирования ($m = 1$) корреляционные функции на рисунках 1 и 4 отличаются мало. Однако, при $m = 10$ корреляционная функция $\psi_m(t)$ продолжает демонстрировать монотонное (или почти монотонное) затухание, тогда как корреляционная функция SST осциллирует.

Интересно, что при тех же, что и на рис. 1. значениях параметров характер поведения корреляционных функций несколько изменился.

В случае доминирующего демпфирования ($m = 1$) корреляционные функции на рисунках 1 и 4 отличаются мало. Однако, при $m = 10$ корреляционная функция $\psi_m(t)$ продолжает демонстрировать монотонное (или почти монотонное) затухание, тогда как корреляционная функция SST осциллирует.

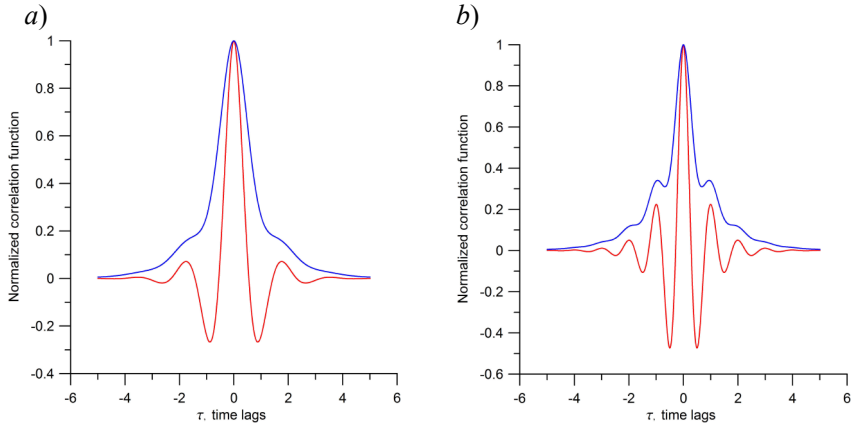


Рис. 4. Нормированные корреляционные функции $T(t)$ — красная линия и $\psi_m(t)$ — синяя линия.

Значения параметров те же, что и на рис. 1, а) $m = 1$, б) $m = 10$.

Спектральные плотности SST и меридиональной функции тока определяются выражениями,

$$S_T(\omega) = \frac{g^2}{2\pi(a^4 + (\beta^2 - \omega^2)^2 + 2a^2(\beta^2 + \omega^2))}, \quad (46)$$

$$S_{\psi_m}(\omega) = \frac{g^2 s^2}{2\pi(\alpha^2 + \omega^2)((a^2 + \beta^2)^2 + 2(a^2 - \beta^2)\omega^2 + \omega^4)}. \quad (47)$$

Интересно, что, являясь продуктом одного и того же осциллятора, SST и функция тока характеризуются достаточно сильно различающимися спектрами (рис. 5). В одном случае (SST) выражен

экстремум спектральной плотности, во втором случае (функция тока) спектральная плотность монотонно или почти монотонно уменьшается с частотой.

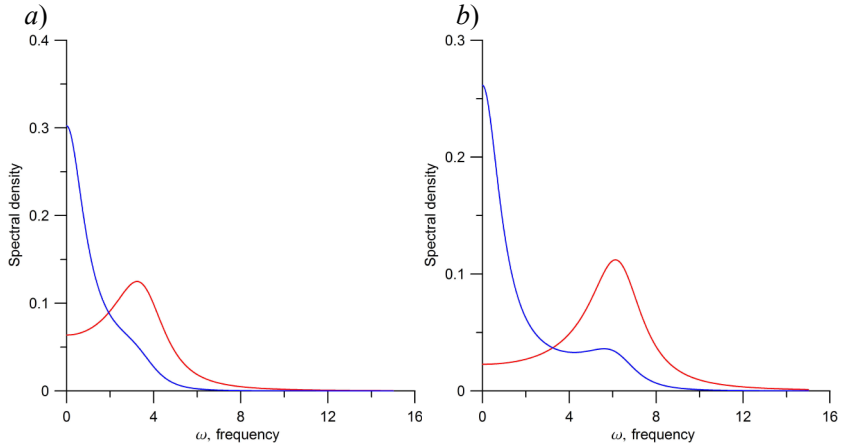


Рис. 5. Нормированные спектральные плотности

$$\frac{S_T(\omega)}{D[T(t)]} \text{ — синяя линия и } \frac{S_{\psi_m}(\omega)}{D[\psi_m(t)]} \text{ — красная линия.}$$

Значения параметров те же, что и на рис. 1.

Взаимная корреляционная функция T и ψ_m при $\tau \geq 0$ записывается в виде

$$B_{T, \psi_m}(\tau) = \frac{-\sigma_g^2 g^2 s}{4a\beta(a^2 + \beta^2) \left(a^4 - 2a^2(\alpha^2 - \beta^2) + (\alpha^2 + \beta^2)^2 \right)} \times \\ \times \left(4a \exp(-\alpha\tau)\beta(a^2 + \beta^2) + \exp(-a\tau) \left[(a + \alpha)^2 + \beta^2 \right] \right) \times \\ \times \left[(\alpha - 2a)\beta \cos(\beta\tau) + (a(\alpha - a) + \beta^2) \sin(\beta\tau) \right], \quad (48)$$

При отрицательных задержках,

$$B_{T, \psi_m}(-\tau) = \frac{\sigma_g^2 g^2 s \exp(-a\tau) \left[-(2a + \alpha)\beta \cos(\beta\tau) - (a(a + \alpha) - \beta^2) \sin(\beta\tau) \right]}{4a\beta(a^2 + \beta^2) \left((a + \alpha)^2 + \beta^2 \right)} \quad (49)$$

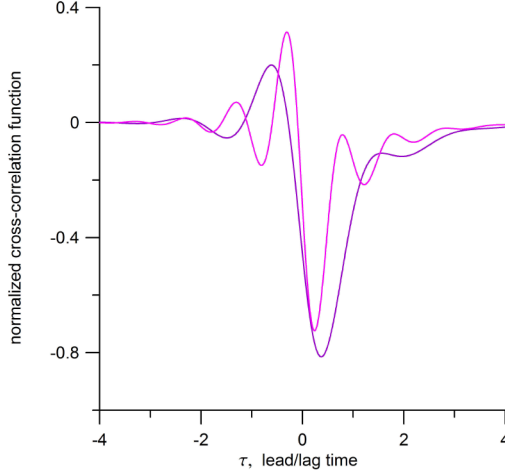


Рис. 6. Нормированная взаимная корреляционная функция температуры $T(t)$ и меридиональной компоненты функции тока $\psi_m(t)$.

Значения параметров те же, что и на рис. 1.
Фиолетовая линия $m = 1$, розовая $m = 10$.

Поведение взаимной корреляционной функции (рис. 6) существенно отличается от ранее рассмотренного случая с возбуждением ψ_m (рис. 3). При $\tau = 0$ корреляционный момент

$$B_{T, \psi_m}(0) = \frac{-g^2 s (2a + \alpha) \sigma_g^2}{4a(a^2 + \beta^2)(a^2 + 2a\alpha + \alpha^2 + \beta^2)}. \quad (50)$$

При положительных значениях s ковариация всегда отрицательная, а коэффициент парной корреляции определяется простым соотношением

$$r_{T, \psi_m} = \frac{B_{T, \psi_m}(0)}{\sqrt{D[T(t)]D[\psi_m(t)]}} = -\sqrt{\frac{\alpha(2a + \alpha)}{(a + \alpha)^2 + \beta^2}}. \quad (51)$$

Таким образом, если атмосферный форсинг действует на субполярный вихрь, то синхронные значения $T(t)$ и $\psi_m(t)$ в модели коррелированы отрицательно.

4.3. Стохастический форсинг температуры поверхности океана

Рассмотрим случай, когда стохастический форсинг действует только на SST. Очевидным проявлением такого форсинга являются потоки явного и скрытого тепла, а также радиационные потоки на поверхности. Уравнения модели в этом случае записываются в виде,

$$\frac{dT}{dt} = m\psi_m + g\psi_g - \lambda T + F_T(t), \quad (52)$$

$$\frac{d\psi_g}{dt} = -fT - \alpha\psi_g, \quad (53)$$

$$\frac{d\psi_m}{dt} = -sT - \alpha\psi_m, \quad (54)$$

Статистически установившиеся решения уравнений (53) и (54),

$$\psi_g(t) = -f \int_0^{\infty} \exp(-\alpha u) T(t-u) du, \quad (55)$$

$$\psi_m(t) = -s \int_0^{\infty} \exp(-\alpha u) T(t-u) du. \quad (56)$$

Следовательно, $\psi_g(t)$ и $\psi_m(t)$ линейно связаны и изменяются синхронно, $\psi_g(t) = \psi_m(t) \frac{f}{s}$. Используя эту связь и введенные ранее обозначения, запишем уравнение для функции тока ψ_m ,

$$\frac{d^2\psi_m}{dt^2} + 2a \frac{d\psi_m}{dt} + b\psi_m = -sF_T(t). \quad (57)$$

Система уравнений (52) и (57) простой заменой обозначений может быть приведена к системе уравнений (14)—(15), поэтому далее

мы можем воспользоваться ранее полученными результатами. Решения системы (52) и (57) записываются в виде

$$\psi_m(t) = -\frac{s}{\beta} \int_0^{\infty} \exp(-au) \sin(\beta u) F_T(t-u) du, \quad (58)$$

$$T(t) = \int_0^{\infty} \exp(-\lambda u) \left(\left(m + \frac{fg}{s} \right) \psi_m(t-u) + F_T(t-u) \right) du, \quad (59)$$

и приводятся к “канонической” интегральной форме

$$\psi_m(t) = \int_0^{\infty} h_{\psi}(u) F_T(t-u) du, \quad (60)$$

$$h_{\psi}(u) = -\frac{s}{\beta} \exp(-au) \sin(\beta u), \quad (61)$$

$$T(t) = \int_0^{\infty} h_T(u) F_T(t-u) du, \quad (62)$$

$$h_T(u) = \exp(-\lambda u) + \frac{(ms + fg)(-\exp(-\lambda u)\beta + \exp(-au)[\beta \cos(\beta u) + (a - \lambda)\sin(\beta u)])}{\beta((a - \lambda)^2 + \beta^2)}. \quad (63)$$

Полагая, как и в предыдущих построениях, что атмосферный форсинг $F_T(t)$ представляет собой процесс белого шума с дисперсией $D[F(t)] = \sigma_T^2$, и, используя формулы свертки, можно построить корреляционные и взаимные корреляционные функции $T(t)$ и $\psi_m(t)$,

$$B_T(\tau) = \frac{\sigma_T^2 \exp(-a|\tau|) [(b + \alpha^2)\beta \cos(\beta\tau) - a(b - \alpha^2)\sin(\beta|\tau|)]}{4ab\beta}. \quad (64)$$

Соответственно, дисперсия SST

$$D[T] = \frac{\sigma_T^2(b + \alpha^2)}{4ab} = \frac{\sigma_T^2(ms + fg + \alpha\lambda + \alpha^2)}{2(\alpha + \lambda)(ms + fg + \alpha\lambda)}. \quad (65)$$

Заметим, что случайная функция $T(t)$ является недифференцируемой, поскольку $\frac{1}{B_T(0)} \frac{\partial B_T(\tau)}{\partial \tau} = -\frac{1}{2}$.

Корреляционная функция процесса $\psi_m(t)$

$$B_{\psi_m}(\tau) = \frac{\sigma_T^2 \exp(-a|\tau|) s^2 (\beta \cos(\beta\tau) + a \sin(\beta|\tau|))}{4ab\beta}. \quad (66)$$

Дисперсия процесса $\psi_m(t)$ определяется формулой

$$D[\psi_m(t)] = \frac{\sigma_T^2 s^2}{4ab} = \frac{\sigma_T^2 s^2}{2(\alpha + \lambda)(fg + ms + \alpha\lambda)}. \quad (67)$$

Корреляционная функция для $\psi_m(t)$ в данном случае является дифференцируемой.

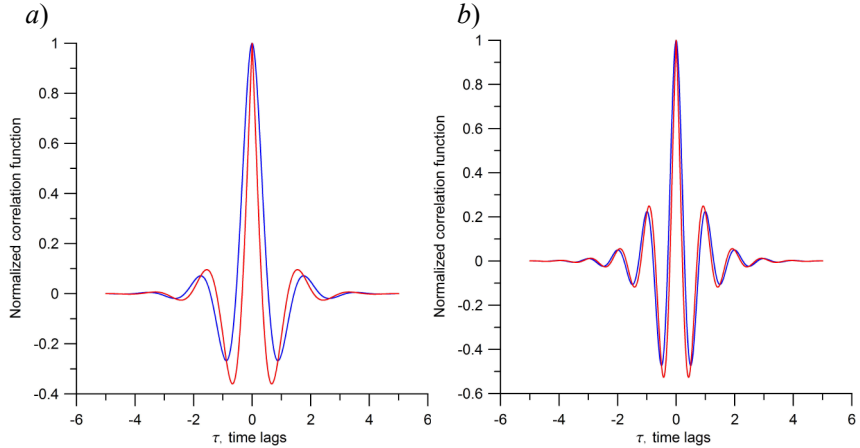


Рис. 7. Нормированные корреляционные функции

$T(t)$ - красная линия и $\psi_m(t)$ - синяя линия.

Значения параметров те же, что и на рис.1. а) $m = 1$, б) $m = 10$.

Спектральные плотности процессов $T(t)$ и $\psi_m(t)$ описываются, соответственно,

$$S_T(\omega) = \frac{\alpha^2 + \omega^2}{2\pi(b^2 + 4a^2\omega^2 - 2b\omega^2 + \omega^4)}, \quad (68)$$

$$S_{\psi_m}(\omega) = \frac{s^2}{2\pi(a^4 + (\beta^2 - \omega^2)^2 + 2a^2(\beta^2 + \omega^2))}. \quad (69)$$

Причем отношение спектральных плотностей двух параметров такое же, как и в случае стохастического возбуждения SPG,

$$\frac{S_{\psi_m}(\omega)}{S_T(\omega)} = \frac{s^2}{\alpha^2 + \omega^2}.$$

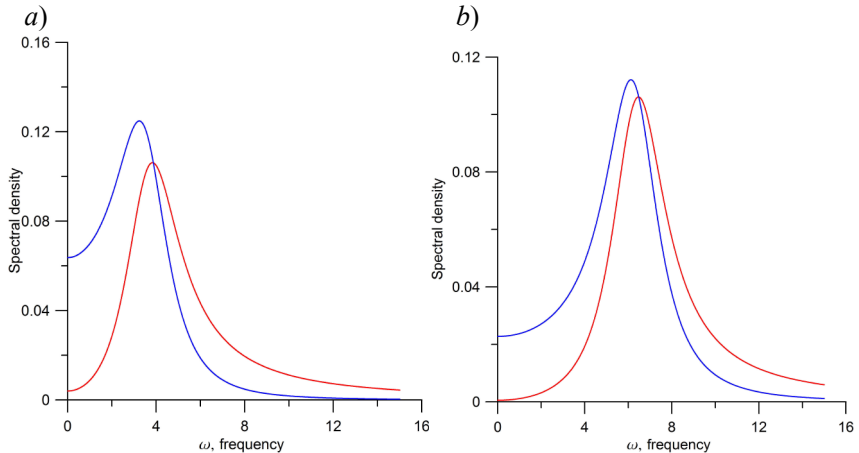


Рис. 8. Нормированные спектральные плотности

$$\frac{S_T(\omega)}{D[T(t)]} - \text{красная линия и } \frac{S_{\psi_m}(\omega)}{D[\psi_m(t)]} - \text{синяя линия.}$$

Значения параметров те же, что и на рис. 1.

Представленные на рис. 7 корреляционные функции T и ψ_m кажутся довольно близкими, однако спектральные плотности T и ψ_m (рис. 8) принимают на низких частотах существенно отличающиеся значения. Интересно, что характер как спектральных (рисунки 2, 5 и 8), так и корреляционных (рисунки 1, 4 и 7) функций, представленных для разных видов атмосферного форсинга отличается весьма существенно. Взаимная корреляционная функция при положительных значениях τ записывается следующим образом,

$$B_{T,\psi_m}(\tau) = \frac{-\exp(-a\tau)s(2\alpha\beta\cos(\beta\tau) + (2b + \alpha^2 + \alpha\lambda)\sin(\beta\tau))}{8ab\beta}. \quad (70)$$

Для отрицательных задержек

$$B_{T,\psi_m}(-\tau) = \frac{\exp(-a\tau)s(-2\alpha\beta\cos(\beta\tau) + (2b - \alpha\lambda - \alpha^2)\sin(\beta\tau))}{8ab\beta}. \quad (71)$$

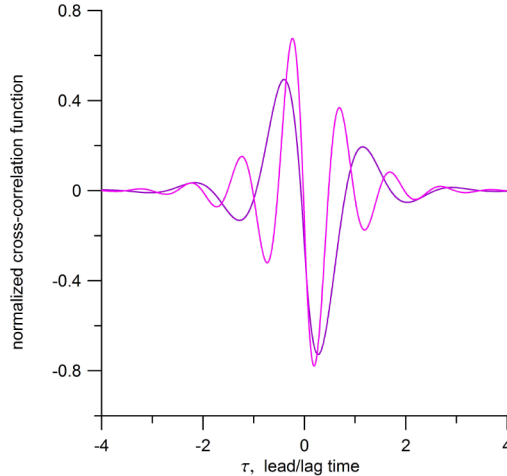


Рис. 9. Нормированная взаимная корреляционная функция температуры $T(t)$ и меридиональной компоненты функции тока $\psi_m(t)$.

Значения параметров те же, что и на рис. 1.
Фиолетовая линия $m = 1$, розовая $m = 10$.

При нулевом сдвиге τ корреляционный момент определяется выражением

$$B_{T,\psi_m}(0) = \frac{-s\alpha}{4ab} = \frac{-s\alpha}{2(\alpha + \lambda)(ms + fg + \alpha\lambda)}, \quad (72)$$

то есть при положительных значениях параметра s момент всегда отрицателен (рис. 9).

Соответственно, парный коэффициент корреляции T и ψ_m при нулевом сдвиге по времени записывается следующим образом

$$r_{T,\psi_m} = \frac{B_{T,\psi_m}(0)}{\sqrt{D[T]D[\psi_m]}} = \frac{-\alpha}{\sqrt{b + \alpha^2}} = \frac{-\alpha}{\sqrt{ms + fg + \alpha(\alpha + \lambda)}}. \quad (73)$$

5. Обсуждение результатов

Спектральные плотности T и ψ_m существенно зависят как от управляющих параметров модели, так и от вида атмосферного форсинга, демонстрируя либо монотонное затухание с частотой, либо более или менее выраженные максимумы. В этом смысле, наши результаты могут быть сопоставлены с оценками спектров АМОС и АМО, полученными по результатам воспроизведения климата GCM и по натурным данным. Близкая к 60-летней осцилляционная мода в индексах АМО и АМОС зафиксирована в экспериментах с Кильской климатической моделью (Kiel Climate Model — KCM) в исследовании Va et al., 2013. Gulev et al., 2013 на основе данных наблюдений показали, что для региона Северной Атлантики значимые спектральные максимумы на периодах около 60-ти лет имеют место не только для наблюдаемой SST, но и для пространственно осредненных оценок турбулентных потоков тепла из океана в атмосферу.

Преобладание изменчивости на частотах, соответствующих примерно 100-летнему временному диапазону, было выявлено на основе вейвлет-анализа результатов 1400-летнего эксперимента по воспроизведению климата на модели HadCM3 (Knight et al., 2005). В работе Danabasoglu et al., 2012 спектральный пик АМОС существенно

более «размазан» по частоте, покрывая временной интервал от ~ 50 до ~ 200 лет. Наличие мультидекадной изменчивости во временных рядах индекса AMV (АМО) подтверждено в работе Chen et al., 2016 на основе метода EMD (Empirical Mode Decomposition).

Отметим, что частотная локализация максимумов спектральной плотности неустойчива. Более того, сравнительный анализ расчетов по 24 моделям проекта CMIP3, проведенный в работе Medhaug & Furevik, 2011 для периода 1850—2000 гг. не обнаружил значимых пиков во временных рядах индексов АМО и АМОС. Спектральный анализ индексов АМО и АМОС, осуществленный Zhang & Wang, 2013 уже с моделями проекта CMIP5, также показывает весьма неоднородную картину частотной локализации экстремумов, едва ли позволяющую сделать достоверные выводы о наличии или отсутствии спектральных максимумов. Отсутствие значимых спектральных пиков для индекса AMV (Atlantic Multidecadal Variability — AMV), представляющего собой аналог индекса АМО, зафиксировано также в исследовании Va et al., 2014, в котором сравнивались модельные расчеты на длительные сроки (от 500 лет до 3600 лет). Преобладание низкочастотной изменчивости индекса АМО при отсутствии значимых экстремумов выявлено и в работе Clement et al., 2015. Как мультидекадная, так и межстолетняя изменчивость обнаружена в экспериментах по воспроизведению климата (Park & Latif, 2008; Dommenges & Latif, 2008). Спектральный анализ результатов интегрирования модели на 5000 лет при постоянном внешнем форсинге также не выявил каких-либо экстремумов.

Полученные нами на основе боксовой модели результаты позволяют предположить, что такая пестрая картина в спектральных оценках климатических параметров разных авторов является отражением реакции океана на термический и динамический атмосферный форсинг. Как правило, вопросу о наличии или отсутствии экстремумов спектральной плотности в реализациях климатических моделей или в рядах данных наблюдений уделяется большое внимание. Максимум спектральной плотности, особенно на низких частотах, часто трактуется как свидетельство реализации колебательного процесса. Однако в случае, когда система описывается

как демпфированный осциллятор, совершенно очевидно, что при переходе параметров от режима с экстремумом спектральной плотности к режиму монотонного затухания спектра с частотой никаких качественных изменений в динамике не происходит. Так, например, в случае атмосферного форсинга меридиональной циркуляции или возбуждения SPG экстремум спектральной плотности T исчезает при $b < 2a^2$.

Особенности взаимных корреляционных функций и даже знак парной корреляции индексов АМОС и АМО для синхронных значений определяются в боксовой модели характером атмосферного возбуждения североатлантического океанического осциллятора. Парная корреляция индексов при нулевом сдвиге по времени принимает положительные значения при стохастическом воздействии на меридиональную ветвь океанической циркуляции и становится отрицательной при внешнем форсинге, приложенном к SST или SPG.

Сопоставляя результаты нашего анализа с оценками корреляционных функций, полученными разными авторами на основе интегрирования GCM нетрудно убедиться в сходстве результатов. Разнообразие оценок взаимных корреляционных функций АМОС и АМО показывают эксперименты по длительному воспроизведению (от 500 до 3600 лет) контрольного климата, проведенные с 10-ю GCM, (Ba et al., 2014). В пяти моделях индексы испытывают сильную корреляционную связь и эволюционируют почти в фазе, в трех моделях АМОС опережает АМО на 1—5 лет, еще в двух случаях АМО ведёт с упреждением в 1—2 года. Возможно, что опережающая роль АМО в этих экспериментах связана с распространением сигнала АМОС по широте с севера на юг, отражая отклик циркуляции на образование донных вод в субарктических регионах Северной Атлантики (Wang & Zhang, 2013; Ba et al., 2014). В экспериментах с моделью EC-Earth было получено, что время задержки отклика АМОС на глубокую конвекцию в Лабрадорском море практически линейно зависит от широты, увеличиваясь по мере приближения к экватору (Brodeau & Koenigk, 2016).

Заметим, что важным признаком, указывающим на осцилляционный характер междекадной динамики в Северной

Атлантике, является корреляционная связь между АМОС и SPG при различных временных сдвигах. В большинстве моделей (Ba et al., 2014) усиление SPG опережает АМОС, однако характер взаимных корреляционных функций таков (см., например, Ba et al., 2013), что почти половину экспериментов можно проинтерпретировать обратным образом, а именно, что отрицательная фаза АМОС предшествует положительной фазе SPG. Заметим, что корреляционные связи SPG и АМОС изучены недостаточно, в частности, Zhang, 2008 указывает на изменения этих характеристик в противофазе.

6. Выводы

Ряд неоднозначных и даже противоречивых результатов изучения мультideкадной изменчивости климатической системы может найти качественное объяснение в рамках модели демпфированного осциллятора со стохастическим форсингом.

1. Феномен наличия, либо отсутствия максимума в оценках спектральной плотности воспроизведенных GCM климатических характеристик на временном масштабе 50—80 лет может объясняться различиями в описании стохастического или, более точно, хаотического атмосферного воздействия на океан.

2. Неопределенность корреляционных связей индексов АМОС и АМО также может найти объяснение в рамках простой модели демпфированного осциллятора. Стохастический атмосферный форсинг, направленный на теплосодержание верхнего слоя океана, либо на его термохалинную или ветровую циркуляцию, способен приводить к неоднозначным и даже противоположным взаимным корреляционным связям индексов АМОС и АМО.

3. Полученные результаты позволяют переформулировать выводы Clement et al. (2015) о том, что вариации АМОС и другие изменения океанической циркуляции являются не столько причиной АМО, сколько откликом на нее. Скорее, следует говорить о том, что АМО служит приводным ремнем для АМОС или SPG при термическом форсинге океана. Однако, будучи составной частью

океанического осциллятора, АМО способна возбуждаться из-за активизации меридиональной или горизонтальной циркуляции.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Яглом А. М. (1981). Корреляционная теория стационарных случайных функций. — Л.: Гидрометеиздат. 280 с.

Ba J., Keenlyside N. S., Park W., Latif M., Hawkins E., Ding H. (2013). A mechanism for Atlantic multidecadal variability in the Kiel Climate Model // *Clim. Dyn.* V. 41. P. 2133–2144. DOI: 10.1007/s00382-012-1633-4.

Ba J., Keenlyside N. S., Latif M., Park W., Ding H., Lohmann K., Mignot J., Menary M., Ottera O. H., Wouters B., Salas y Melia D., Oka A., Bellucci A., Volodin E. (2014). A multi-model comparison of Atlantic Multidecadal variability // *Clim. Dyn.* V. 43. P. 2333–2348. DOI: 10.1007/s00382-014-2056-1.

Booth B. B. B., Dunstone N. J., Halloran P. R., Andrews T., Bellouin N. (2012). Aerosols implicated as a prime driver of twentieth-century North Atlantic climate variability // *Nature.* V. 484. P. 228–233. DOI: 10.1038/nature10946.

Born A. and Stocker T. F. (2014). Two stable equilibria of the Atlantic subpolar gyre // *J. Phys. Oceanogr.* V. 44. P. 246–264. DOI: 10.1175/JPO-D-13-073.1.

Born A., Mignot J., Stocker T. F. (2015). Multiple equilibria as a possible mechanism for decadal variability in the North Atlantic Ocean // *J. Climate.* V. 28. P. 8907–8922. DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00813.1.

Brodeau L. and Koenigk T. (2016). Extinction of the northern oceanic deep convection in an ensemble of climate model simulations of the 20th and 21st centuries // *Clim. Dyn.* V. 46. P. 2863–2882. DOI: 10.1007/s00382-015-2736-5.

Cessi P. (1994). A simple box model of stochastically forced thermohaline flow // *J. Phys. Oceanogr.* V. 24. P. 1911–1920.

Chen H., Schneider E. K., Wu Z. (2016). Mechanisms of internally generated decadal-to-multidecadal variability of SST in the Atlantic Ocean in a coupled GCM // *Clim. Dyn.* V. 46. P. 1517–1546. DOI: 10.1007/s00382-015-2660-8.

Chylek P., Folland C., Frankcombe L., Dijkstra H., Lesins G., Dubey M. (2012). Greenland ice core evidence for spatial and temporal variability of the Atlantic Multidecadal Oscillations // *Geophys. Res. Lett.* V. 39. L09705. DOI: 10.1029/2012GL051241.

Clement A., Bellomo K., Murphy L. N., Cane M. A., Mauritzen T., Radel G., Stevens B. (2015). The Atlantic Multidecadal Oscillation without a role for ocean circulation // *Science.* V. 350. I. 6258. P. 320–324. DOI: 10.1126/science.aab3980.

Danabasoglu G., Yeager S. G., Kwon Y.-O., Tribbia J. J., Phillips A. S., Hurrell J. W. (2012). Variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation in CCSM4 // *J. Climate*. V. 25. P. 5153–5172. DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00463.1.

Day J. J., Hargreaves J. C., Annan J. D., Abe-Ouchi A. (2012). Sources of multi-decadal variability in Arctic sea ice extent // *Environ. Res. Lett.* V. 7(3). 034011. DOI: 10.1088/1748-9326/7/3/034011.

Delworth T. L., Mann M. E. (2000). Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere // *Climate Dynamics*. V. 16. No 9. P. 661–676.

Dijkstra H. A., Ghil M. (2005). Low-frequency variability of the large-scale ocean circulation: A dynamical systems approach // *Rev. Geophys.* V. 43. RG3002. DOI: 10.1029/2002RG000122.

Dijkstra H. A., Frankcombe L. M., von der Heydt A. S. (2008). A stochastic dynamical systems view of the Atlantic Multidecadal Oscillation // *Phil. Trans. R. Soc.* V. 366. P. 2545–2560. DOI: 10.1098/rsta.2008.0031.

Dommenget D., Latif M. (2008). Generation of hyper climate modes // *Geophys. Res. Lett.* V. 35. L02706. DOI: 10.1029/2007GL031087.

Enfield D. B., Mestas-Nunez A. M., Trimble P. J. (2001). The Atlantic multidecadal oscillation and its relation to rainfall and river flows in the continental U.S. // *Geophys. Res. Lett.* V. 28. No 10. P. 2077–2080.

Frankcombe L. M., von der Heydt A., Dijkstra H. A. (2010). North Atlantic Multidecadal Climate variability: An Investigation of Dominant Time Scales and Processes // *J. Climate*. V. 23. P. 3626–3638.

Frankcombe L. M., Dijkstra H. A. (2011). The role of Atlantic-Arctic exchange in North Atlantic multidecadal climate variability // *Geophys. Res. Lett.* V. 38. L16603. DOI: 10.1029/2011GL048158.

Gastineau G., L'Heveder B., Codron F., and Frankignoul C. (2016). Mechanisms determining the winter atmospheric response to the Atlantic overturning circulation // *J. Climate*. V. 29. P. 3767–3785. DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0326.1.

Gulev S. K., Latif M., Keenlyside N., Park W., Koltermann K. P. (2013). North Atlantic Ocean control on surface heat flux on multidecadal timescales // *Nature*. V. 499. P. 464–468. DOI: 10.1038/nature12268.

Hasselmann K. (1976). Stochastic climate models. Part I, theory // *Tellus*. V. 28. P. 473–485.

Johns W. and Coauthors (2011). Continuous, array-based estimates of Atlantic Ocean heat transport at 26.5°N // *J. Climate*. V. 24. P. 2429–2449.

Knight J. R., Allan R. J., Folland C. K., Vellinga M., Mann M. E. (2005). A signature of persistent natural thermohaline circulation cycles in observed climate // *Geophys. Res. Lett.* V. 32. L20708. DOI: 10.1029/2005GL024233.

Knight J. R., Folland C. K., Scaife A. A. (2006). Climate impacts of the Atlantic Multidecadal Oscillation // *Geophys. Res. Lett.* V. 33. L17706. DOI: 10.1029/2006GL026242.

Legatt R., Polyakov I. V., Bhatt U. S., Zhang X., Bekryaev R. V. (2012). North Atlantic variability driven by stochastic forcing in a simple model // *Tellus A.* V. 64. 18695. <http://dx.doi.org/10.3402/tellusa.v64i0.18695>.

McCarthy G. D., Haigh I. D., Hirshi J. J.-M., Grist J. P., Smeed D. A. (2015). Ocean impact on decadal Atlantic climate variability revealed by sea-level observations // *Nature.* V. 521(7553), P. 508-510. DOI: 10.1038/nature14491.

Marini C., Frankignoul C. (2014). An attempt to deconstruct the Atlantic Multidecadal Oscillation // *Clim. Dyn.* V. 43. P. 607–625.

Marshall J., Kushnir Y., Battisti D., Chang P., Czaja A., Dickson R., Hurrell J., McCartney M., Saravanan R., Visbeck M. (2001). North Atlantic climate variability: Phenomena, impacts and mechanisms // *International Journal of Climatology.* V. 21. P. 1863–1898. DOI: 10.1002/joc. 693.

Medhaug I., Furevik T. (2011). North Atlantic 20th century multidecadal variability in coupled climate models: sea surface temperature and ocean overturning circulation // *Ocean Science.* V. 7. P. 389–404. DOI: 10.5194/os-7-389-2011.

Muir L. C., Fedorov A. V. (2015). How the AMOC affects ocean temperatures on decadal to centennial timescales: the North Atlantic versus an interhemispheric seesaw // *Clim. Dyn.* V. 45. P. 151–160. DOI: 10.1007/s00382-014-2443-7.

d'Orgeville M., Peltier W. R. (2007). On the Pacific Decadal Oscillation and the Atlantic Multidecadal Oscillation: Might they be related? // *Geophys. Res. Lett.* V. 34. L23705. DOI: 10.1029/2007GL031584.

Ottera O. H., Bentsen M., Drange H., Suo L. (2010). External forcing as a metronome for Atlantic multidecadal variability // *Nature Geoscience.* V. 3. P. 688–694. DOI: 10.1038/NGEO955.

Park W., Latif M. (2008). Multidecadal and multicentennial variability of the meridional overturning circulation // *Geophys. Res. Lett.* V. 35. L22703. DOI: 10.1029/2008GL035779.

Park W., Latif M. (2010). Pacific and Atlantic Multidecadal variability in the Kiel Climate Model // *Geophys. Res. Lett.* V. 37. L24702. DOI: 10.1029/2010GL045560.

Polyakov I. V., Alexeev V. A., Bhatt U. S., Polyakova E. I., Zhang X. (2010). North Atlantic warming: patterns of long-term trend and multidecadal variability // *Clim. Dyn.* V. 34. P. 439–457. DOI: 10.1007/s00382-008-0522-3.

Rahmstorf S. (1995). Bifurcations of the Atlantic thermohaline circulation in response to changes in the hydrological cycle // *Nature.* V. 378. P. 145–149.

Roberts C. D., Garry F. K., Jackson L. C. (2013). A multimodel study of sea surface temperature and subsurface density fingerprints of the Atlantic meridional overturning circulation // *J. Climate*. V. 26. P. 9155–9174. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00762.1.

Schlesinger M. E., Ramankutty N. (1994). An oscillation in the global climate system of period 65–70 years // *Nature*. V. 367. P. 723–726.

Sevellec F., Huck T. (2015). Theoretical investigation of the Atlantic Multidecadal Oscillation // *J. Phys. Oceanogr.* V. 45. P. 2189–2208. DOI: 10.1175/JPO-D-14-0094.1.

Sun C., Li J., Jin F.-F. (2015). A delayed oscillator model for the quasi-periodic multidecadal variability of the NAO // *Climate Dynamics*. V. 45. P. 2083–2099. DOI: 10.1007/s00382-014-2459-z.

Tandon N. F., Kushner P. J. (2015). Does external forcing interfere with the AMOC's influence on North Atlantic sea surface temperature? // *J. Climate*. V. 28. P. 6309–6323. DOI: 10.1175/JCLI-D-14-00664.1.

Trenberth K. E., Shea D. J. (2006). Atlantic hurricanes and natural variability in 2005 // *Geophys. Res. Lett.* V. 33. L12704. DOI: 10.1029/2006GL026894.

van Oldenborgh G. J., te Raa L. A., Dijkstra H. A., Philip S. Y. (2009). Frequency- or amplitude-dependent effects of the Atlantic meridional overturning on the tropical Pacific Ocean // *Ocean Sci.* V. 5. P. 293–301. DOI: 10.5194/os-5-293-2009.

Wang C., Zhang L. (2013). Multidecadal ocean temperature and salinity variability in the tropical North Atlantic: Linking with the AMO, AMOC, and subtropical cell // *J. Climate*. V. 26. P. 6137–6162. DOI: 10.1175/JCLI-D-12-00721.1.

Wei W., Lohmann G. (2012). Simulated Atlantic Multidecadal Oscillation during the Holocene // *J. Climate*. V. 25. P. 6989–7002. DOI: 10.1175/JCLI-D-11-00667.1.

Wouters B., Drijfhout S., Hazeleger W. (2012). Interdecadal North-Atlantic meridional overturning circulation variability in EC_EARTH // *Clim. Dyn.* V. 39. P. 2695–2712. DOI: 10.1007/s00382-012-1366-4.

Zhang L. and Wang C. (2013). Multidecadal North Atlantic sea surface temperature and Atlantic meridional overturning circulation variability in CMIP5 historical simulations // *J. Geophys. Res. Oceans*. V. 118. P. 5772–5791. DOI: 10.1002/jgrc.20390.

Zhang R., Delworth T. L., Sutton R., Hodson D. L. R., Dickson K. W., Held I. M., Kushnir Y., Marshall J., Ming Y., Msadek R., Robson J., Rosati A. J., Ting M., Vecchi G. A. (2013). Have aerosols caused the observed Atlantic Multidecadal Variability? // *J. Atmos. Sci.* V. 70. P. 1135–1144. DOI: 10.1175/JAS-D-12-0331.1.

Zhang R. (2008). Coherent surface-subsurface fingerprint of the Atlantic meridional overturning circulation // *Geophys. Res. Lett.* V. 35. L20705. DOI: 10.1029/2008GL035463.

О МОДЕЛЬНОЙ ОЦЕНКЕ СРЕДНЕГО ГАЗООБМЕНА МЕЖДУ ОКЕАНОМ И АТМОСФЕРОЙ

Р. С. Бортковский

Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова
194021, Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
E-mail: rsb@main.mgo.rssi.ru

Поступила в редакцию 13.04.2016
Поступила после доработки 10.05.2016

Введение

Существующие представления о среднем глобальном газообмене основаны на расчетах потоков газа через поверхность океана по формулам вида

$$F = VI(U)(C_o - C_w)$$

где $VI(U)$ — коэффициент, зависящий от скорости ветра (скорость газообмена),

C_o и C_w — концентрации газа на границе раздела и на глубине 1–3 м, на которой вертикальный градиент концентрации становится очень малым.

Недостатками этого подхода являются используемые по умолчанию предположения о постоянстве перепада концентраций «воздух–вода» и, естественно, об отсутствии корреляции между величиной $VI(U)$ и перепадом ($C_o - C_w$). Эмпирическая зависимость скорости газообмена от скорости ветра построена на основании натуральных и лабораторных экспериментов. Однако натурные измерения выполнялись только при умеренном ветре, а лабораторные эксперименты вряд ли достаточно точно воспроизводят условия открытого океана, особенно при

сильном ветре. Кроме того, предполагающаяся при этом подходе стационарность верхнего слоя океана в условиях сильного ветра нарушается. Следовательно, особенности газообмена при сильных ветрах в этом подходе не учитываются.

При скорости ветра 8–10 м/с начинается интенсивное образование барашков, и начинает действовать механизм газопереноса пузырьками, образующимися при обрушении ветровых волн. Ряд оценок показал, что по мере усиления ветра эффективность этого механизма быстро возрастает, а при шторме он становится основным, существенно перекрывая диффузионный газообмен (Бортковский, Егоров, 2003; Wanninkhof, 1992; Takahashi et al. 1997). Установлено, что с учетом газопереноса пузырьками вклад сильного ветра в средний газообмен на большей части Мирового океана оказывается значительным для CO_2 , и определяющим для кислорода.

При расчетах среднего климатического газообмена по общепринятой методике перенос пузырьками не учитывается; кроме того, предполагается, что перепад концентрации газов «воздух–вода» имеет постоянное, независящее от скорости ветра, значение (Memery and Merlivat, 1985). Однако натурные измерения показали, что при усилении ветра модуль перепада «воздух–вода» концентрации CO_2 заметно уменьшается (Woolf and Thorpe, 1991). Этот вывод подтвердили результаты численного моделирования (Leifer et al., 1995). С учетом зависимости перепада концентрации газа от скорости ветра рост диффузионного газообмена при усилении ветра, вопреки традиционным представлениям, может существенно уменьшаться, или вовсе прекращаться.

Численная модель, описывающая верхний слой океана и газоперенос в этом слое (Leifer et al., 1995; Wanninkhoff et al., 2002), заметно отличается от моделей, ранее использовавшихся для оценки газопереноса пузырьками. Во-первых, уравнения газопереноса для газовых составляющих воздуха, учитывающие перенос пузырьками, включены в одномерную численную модель нестационарного верхнего слоя океана (Oost et al., 1995); последовательные по времени значения потоков и содержания газов находятся при задании имитирующего реального, изменение скорости ветра во времени. Во-

вторых, газоперенос пузырьками непосредственно соотносится с такими характеристиками состояния морской поверхности, как относительное покрытие пеной и продолжительность существования пятен пены (Bortkovskii, 2002). В новой версии численной модели, учтено воздействие карбонатной системы морской воды на изменения содержания растворенного CO₂, происходящие в условиях штормового усиления ветра. Кроме того, более точно описано влияние температуры воды на характеристики состояния морской поверхности и другие параметры задачи.

Уравнения исходной модели и схема замыкания

Уравнения движения, переноса тепла и соли, баланса кинетической энергии турбулентности (КЭТ), (1) — (5), — из исходной модели (Oost et al., 1995), дополнены уравнениями газопереноса для газов — составляющих воздуха.

$$\partial \bar{U} / \partial t = f \bar{V} - \partial \langle u'w' \rangle / \partial z \quad (1)$$

$$\partial \bar{V} / \partial t = -f \bar{U} - \partial \langle v'w' \rangle / \partial z \quad (2)$$

$$\partial \theta / \partial t = \frac{1}{\rho_o c_p} \partial I / \partial z - \partial \langle \theta'w' \rangle / \partial z \quad (3)$$

$$\partial \bar{S} / \partial t = -\partial \langle s'w' \rangle / \partial z \quad (4)$$

$$\partial e / \partial t = -\langle u'w' \rangle \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} + \langle v'w' \rangle \frac{\partial \bar{V}}{\partial z} + \langle b'w' \rangle - \partial \left(\langle ew' \rangle + \frac{1}{\rho_o} \langle P'w' \rangle \right) / \partial z - \varepsilon \quad (5)$$

В уравнениях обычные, угловые скобки и черта сверху означают осреднение, штрихи — флуктуации.

Средняя КЭТ, описываемая как $\bar{e} = (\bar{u}^2 + \bar{v}^2 + \bar{w}^2) / 2 = q^2 / 2$,

это единственная характеристика турбулентности, рассматриваемая, как прогнозируемая. Члены правой части уравнения 5 определяют сдвиговую генерацию, плавучесть, перенос и вязкую диссипацию. 1-й член правой части уравнения — источник тепла, связанный с радиацией, проникающей в воду.

Во всех уравнениях t — время, f — параметр Кориолиса. ρ_o , c_p — плотность жидкости и удельная теплоемкость.

Моменты связи между флуктуациями (турбулентные потоки) должны быть определены для замыкания системы. Используются соотношения:

$$\langle u'w' \rangle = -K_m \frac{\partial \bar{U}}{\partial z} \quad \langle v'w' \rangle = -K_m \frac{\partial \bar{V}}{\partial z} \quad K_m = S_m l q \quad (6)$$

$$\langle b'w' \rangle = g(\alpha \langle \theta'w' \rangle - \beta \langle s'w' \rangle) \quad (7)$$

$$\langle \theta'w' \rangle = -K_h \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} - 0.4w_* \tau_l \frac{\partial \langle \theta'w' \rangle}{\partial z} + 1/2 \alpha g \tau_l \langle \theta'^2 \rangle$$

$$K_h = \tau_l \langle w'^2 \rangle \quad (8)$$

$$\langle s'w' \rangle = -K_s \frac{\partial \bar{S}}{\partial z} + 0.4\tau_l \left(\frac{w_* \gamma}{h} \langle s'w' \rangle_0 \right) \quad K_s = K_h \quad (9)$$

$$\langle ew' \rangle + \langle P'w' \rangle / \rho_o = -c_1 \frac{q^2}{\varepsilon} \left(\langle w'^2 \rangle \frac{\partial \bar{e}}{\partial z} - 0.2w_* \langle b'w' \rangle \right) \quad (10)$$

$$\langle \theta'^2 \rangle = -c_2 \frac{l}{q} \left(\langle \theta'w' \rangle \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} + \theta_* \frac{\partial \langle \theta'w' \rangle}{\partial z} \right) \quad (11)$$

$$\langle w'^2 \rangle = (q^2 + B \frac{l}{q} \langle b'w' \rangle) / 4 \quad (12)$$

Здесь K_m, K_h, K_s — коэффициенты турбулентной вязкости, теплообмена и диффузии соответственно,

S_m — коэффициент переноса импульса,

g — ускорение силы тяжести,

α, β — коэффициенты термического расширения и соленостного сжатия соответственно;

h — глубина погранслоя,

τ_l — турбулентный масштаб времени,

w_*, θ_* — скорость конвекции и масштаб температуры. Дипсипация КЭТ выражена соотношением: $\varepsilon = q^3 / (Bl)$ (Колмогоров, 1942).

Список постоянных

S_m	– постоянная турбулентной вязкости	0,39
B	– константа дипсипации КЭТ	16,6
γ	– параметр вовлечения	1,2
c_1	– константа турбулентности	0,19
c_2	– константа дипсипации флуктуаций температуры	7,8
c_3	– константа масштаба времени	1,56
α_1	– параметр граничного условия для КЭТ	3,25
α_2	– параметр граничного условия для КЭТ	3,25
κ	– постоянная Кармана	0,4
c_p	– удельная теплоемкость морской воды	4,100 J/(kg K)
z_0	– минимальный турбулентный масштаб длины	0,0001 м
Pr	– турбулентное число Прандтля	1,0
f	– параметр Кориолиса	$f = 2\Omega \sin \varphi$
g	– ускорение силы тяжести	9,81 м/с ²
α	– коэффициент термического расширения	0,00025 K ⁻¹
β	– коэффициент солeностного сжатия	0,00077 (‰) ⁻¹
ρ_0	– стандартная плотность морской воды	1025 кг/м ³
ρ_a	– плотность воздуха у поверхности моря	1,25 кг/м ³

Масштаб длины находится по формуле Blackadar'a $l = \frac{\kappa(|z| + z_0)}{1 + \kappa|z|/l_0}$,

где $1/l_0 = 1/l_{MY} + 1/l_b$ при локальной устойчивости и $l_0 = l_{MY}$ при неустойчивости. Асимптотический масштаб по Меллор-Ямада:

$$l_{MY} = 0.2 \int_{-\infty}^0 q|z|dz / \int_{-\infty}^0 qdz , \text{ а масштаб длины плавучести } l_b = \sqrt{e} / N$$

определяется частотой Брента-Вяйсяля нижележащего устойчивого слоя

$$N^2 = -g / \rho_0 \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} = g(\alpha \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} - \beta \frac{\partial \bar{S}}{\partial z})$$

У поверхности раздела величина l приближается к l_0 , под верхним перемешанным (квазиоднородным) слоем (ВКС) l в термоклине резко уменьшается и стремится к значению l_b . Масштаб времени находится по формуле: $\tau_l = c_3 l / q$.

Глубина пограничного слоя h может определяться по-разному. Самые распространенные методы учитывают: число Ричардсона, Ri_b ; скачок температуры или солености под ВКС; уменьшение КЭТ у нижней границы ВКС. Критерий Ri_b выражает традиционный подход к оценке h :

$$Ri_b = \frac{g[\alpha(\bar{\theta}(z_s) - \bar{\theta}(h)) - \beta(\bar{S}(z_s) - \bar{S}(h))](h - z)}{(\bar{U}(z_s) - \bar{U}(h))^2 + (\bar{V}(z_s) - \bar{V}(h))^2}$$

и характеризует устойчивость слоя от z_s у поверхности, до $z = h$.

Обычно за h принимают минимальную глубину, где $0,25 < Ri_b < 1$. При свободной конвекции этот подход может не сработать, т. к. Ri_b будет иметь большие значения на всех глубинах. Тогда принимают h , равной глубине термоклина или галоклина. Третий подход — глубина быстрого уменьшения КЭТ, «турбуэлин», и был принят в исходной модели. Предполагалось, что на нижней границе погранслоя КЭТ становится меньше примерно, чем 10^{-6} (м/с)². Это значение следует из соотношения для нижней границы ВКС $l \rightarrow l_b = \frac{\sqrt{e}}{N}$. При $l \approx 0,5$ м,

$N = 5 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$ получено $O(10^{-6}) \text{ м}^2/\text{с}^2$. Из неразрывности потоков на границе следуют известные соотношения для составляющих касательного напряжения ветра $\tau_u = \rho K_m \partial u / \partial z$ и $\tau_v = \rho K_m \partial v / \partial z$, и для потока тепла через поверхность — $\langle \theta' w' \rangle_0 = -Q / (\rho_0 c_p)$, где Q — сумма длинноволнового радиационного баланса, турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение. На поверхности КЭТ равна: $\bar{e}_0 = \alpha_1 u_*^2 + \alpha_2 w_*^2$

Динамическая скорость связана с составляющими касательного напряжения и со скоростью ветра:

$$u_*^2 = \frac{\sqrt{\tau_x^2 + \tau_y^2}}{\rho_0} = \frac{\rho_a}{\rho_0} C_D (U_w^2 + V_w^2), \quad (16)$$

где C_D — коэффициент аэродинамического сопротивления поверхности,

ρ_a — плотность воздуха,

U_w, V_w — составляющие скорости ветра.

Конвективная скорость w_* определяется, главным образом, охлаждением поверхности. Физически ее можно представить как скорость опускания объема жидкости и связать с известным потоком плавучести на поверхности $\langle b' w' \rangle_0$: $w_* = -(\langle b' w' \rangle_0 / |h|)^{1/3}$.

Для потока соли через поверхность принято обычное условие:

$$\langle s' w' \rangle_0 = -\bar{S}_0 (E - P) \quad (17)$$

где справа — соленость на поверхности S_0 , испарение E и осадки P (в м/с).

Кроме воздействия атмосферы, ВКС подвергается воздействиям снизу вследствие сдвиговой неустойчивости, обрушения внутренних волн и двойной диффузии. Перемешивание было обеспечено благодаря ограничению падения турбулентной вязкости — не ниже заданных значений, определяемых этими процессами.

Реализация модели

Уравнения (1) — (5) численно интегрировались по времени на основе полунявной процедуры. Шаг сетки был переменным, а турбулентные потоки и КЭТ вычислялись для середины расстояния между узлами для величин $\bar{U}, \bar{V}, \bar{\theta}, \bar{S}$. Прогностические переменные определялись неявно для увеличения вычислительной устойчивости. Потоки на поверхности находились на каждом шаге по формулам (13) — (16). Затем находили потоки на глубинах из решения системы (6) — (12). Величины h, τ_l, K_m, K_h, K_s определялись по явной схеме с использованием результатов с предыдущего шага — эти величины медленнее меняются во времени. Типичные параметры расчетов $\Delta t = 500$ с, $\Delta z = 2$ м, толщина ВКС 150 м.

Некоторая неопределенность глубины ВКС связана с вычислением ее по критерию ΔT , тогда как в большинстве моделей используется критерий Ri_b . Как правило, глубины h , полученные разными способами, в том числе с учетом уменьшения КЭТ, близки друг к другу. Быстрое уменьшение h может быть вызвано ослаблением ветра или усилением прогрева с поверхности. Можно полагать, что модель отражает эффекты этих изменений.

Тестирование модели выполнено сравнением ее результатов с результатами применения других моделей и с данными судов погоды N (30° с. ш., 140° з. д.), и P (50° с. ш., 145° з. д.); шаг по глубине был 5 м, глубина слоя 200 м, шаг по времени 15 мин. Влияние адвекции не учитывалось. Сравнение результатов моделирования с данными судов погоды выявило пренебрежимо слабую зависимость от начальных профилей скорости течения. Через несколько дней профили течений фактически уже не зависели от начальных. Так же слабо зависели и профили КЭТ от начальных профилей. Невязку температуры поверхности $0,9^\circ\text{C}$ в конце счета за год можно отнести на счет неучтенной адвекции.

На структуру ВКС воздействуют поверхностные волны и такие явления, как циркуляция Лэнгмюра (ЦЛ) и обрушение волн. ЦЛ — упорядоченное конвективное движение в поверхностном слое,

которое играет важную роль в его перемешивании. ЦЛ возникает при ветре, превышающем примерно 3 м/с, и проявляется как ветровые полосы на морской поверхности. Возникновение ЦЛ приводит к увеличению толщины ВКС h . Это учитывается: а) добавлением к конвективной скорости w_* наибольшей скорости погружения w_d в ЦЛ; б) включением в уравнения баланса импульса и КЭТ членов, выражающих вклад ЦЛ.

Приняв $|w_d| \approx (0.0025 \dots 0.0085) \sqrt{(U_w^2 + V_w^2)}$, можно записать вклад ЦЛ в конвективную скорость $w_{*LC} = -w_d$. Вихревая сила, которую надо включить в уравнение для импульса, равна $V_s \times \omega$, где V_s — скорость Стоксова дрейфа, ω — абсолютная завихренность.

При полностью развитом ветровом волнении $V_s = (U_s, V_s) \approx 0.016 \exp(-|z|/L)(U_w, V_w)$, где $L = 0.12(U_w^2 + V_w^2)/g$. Влияние ЦЛ на перенос импульса учитывается изменением записи силы Кориолиса $f(\bar{V} + V_s)$, $-f(\bar{U} + U_s)$ в уравнениях (1), (2) соответственно, т. е. добавкой скорости Стоксова дрейфа.

Изменяется и уравнение баланса КЭТ, оно получает вид:

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = - \left[\langle u'w' \rangle \left(\frac{\partial \bar{U}}{\partial z} + \frac{\partial U_s}{\partial z} \right) + \langle v'w' \rangle \left(\frac{\partial \bar{V}}{\partial z} + \frac{\partial V_s}{\partial z} \right) + \langle b'w' \rangle \frac{\partial}{\partial z} \left(\bar{e}w' + \frac{1}{\rho_0} \langle Pw' \rangle - U_s \langle u'w' \rangle - V_s \langle v'w' \rangle - \frac{q^3}{Bl} \right) \right]$$

Т. о., изменены члены сдвиговой генерации и переноса (диффузии) КЭТ, и включена вихревая сила. Учет последней дал заметный рост толщины погранслоя h (на 10—30 м) при моделировании годового хода температуры (судно погоды «Р»). Температура поверхности в конце года при учете ЦЛ была на 0,2 °С ниже, чем без такого учета. Изменение сдвиговой генерации КЭТ меняет и интегральное число Ричардсона, оно теперь принимает вид

$$Ri_B = \frac{g \left[\alpha (\bar{\theta}(z_s) - \bar{\theta}(h)) - \beta (\bar{S}(z_s) - \bar{S}(h)) \right] (h - z_s)}{(\bar{U}(z_s) - \bar{U}(h))^2 + (\bar{V}(z_s) - \bar{V}(h))^2 + |\Delta V_s|^2},$$

где $|\Delta V_s|^2 = (U_s(z_s) - U_s(h))^2 = (V_s(z_s) - V_s(h))^2$, или, с учетом выше приведенных соотношений

$$|\Delta V_s|^2 \approx (0.016)^2 (U_w^2 + V_w^2) = (0.016)^2 \left(\frac{\rho_0}{\rho_a} \right) \frac{u_*^2}{C_D} \approx 160 u_*^2.$$

Эта модификация числа Ричардсона не была использована, т. к. h находилась по уменьшению КЭТ.

Обрушение волн

Считая, что при обрушениях поток КЭТ через поверхность не равен 0, рассмотрим поведение уравнения (5) в стационарном случае вблизи поверхности. При отсутствии потока плавучести через поверхность:

$$l \rightarrow \kappa(|z| + z_0) \quad SP \rightarrow u_*^4 / K_m \quad (\text{shear production})$$

$$\langle ew' \rangle \rightarrow -\alpha K_m \frac{\partial \bar{e}}{\partial z} \quad \alpha_e = \frac{3B}{64S_m}$$

Уравнение для КЭТ принимает вид

$$(1 + \zeta) \frac{d}{d\zeta} \left[(1 + \zeta) \frac{d(q^3)}{d\zeta} \right] - n^2 q^3 = -n^2 \lambda / q \quad (18)$$

где $\zeta = |z| / z_0$, $n^2 = 3 / (Bk^2 S_m \alpha_e)$, $\lambda = Bu_*^4 / S_m$, и выражает равновесие между сдвиговой генерацией, диффузией и диссипацией.

Вводится величина $\hat{q} = q / \lambda^{1/4}$, после этого условие равенства сдвиг—диссипация записывается как $\hat{q} = 1$, а в равенстве $\hat{q}^2 = 1 + F$, F — фактор действия обрушений (далее выкладки до (21) опущены).

При больших значениях F обрушение рассматривается как главный источник турбулентности. Тогда

$$F \rightarrow C(1 + \zeta)^{-2n/3}, \quad q_2 \rightarrow \sqrt{\lambda F},$$

где C — произвольная константа.

Из условия $\langle ew' \rangle_0 = -mu_*^3$, где m варьирует от 10 до 100, находится

$$C = 4m^{2/3} \sqrt{S_m / B}.$$

Добавку за счет обрушений можно учесть в граничном условии для КЭТ: $\bar{\alpha}_1 = 2m^{2/3} + \alpha_1$.

Параметр шероховатости определяется по формуле типа Чарнока $z_0 = 1400u_*^2 / g$. Отмечено, что согласие с измеренной диссипацией требует, чтобы z_0 был значительно больше, и находился бы в интервале 0,1—8 м. Но на глубине ВКС эти уточнения сказываются несущественно.

Обрушения увеличивают диссипацию в волновом слое (по сравнению с $\varepsilon \approx u_*^3 / (\kappa z)$), которая меняется в этом случае пропорционально $z^{-2.2}$.

Схема вычислений и исходные данные

Для выполнения численных экспериментов на основе модифицированной численной модели нестационарного верхнего слоя океана задаются начальные вертикальные профили меридиональной и зональной составляющих скорости ветрового течения, масштаба кинетической энергии турбулентности, температуры воды, содержания растворенных в воде газовых составляющих воздуха: азота, кислорода, аргона и CO_2 . При реализации модели на каждом шаге по времени, составлявшем 10—20 с, вычислялись значения переменных для верхнего слоя океана толщиной 100—200 м; шаг по ординате менялся от 1 см у морской поверхности до 1 м у нижней границы слоя. Вычислительная программа в статье не приводится.

Каждая реализация модели состоит из трех этапов. На этапе инициализации модели задаются начальные вертикальные профили всех переменных, описываемых системой уравнений; требовалось, чтобы эти профили соответствовали средним климатическим условиям данного района океана. Начальные профили составляющих скорости течения и профиль масштаба кинетической энергии

задавались с небольшой точностью и менялись в течение этого этапа, к его концу приближаясь к установившемуся состоянию. В то же время профили температуры и содержания растворенных газов оставались практически неизменными в течение этого этапа, соответствуя наблюдаемым при средних условиях. Параметр шероховатости морской поверхности и верхние граничные условия для составляющих скорости течений и масштаба турбулентной энергии находились по заданной скорости ветра. Продолжительность этапа определялась установлением профилей этих элементов и профилей коэффициентов турбулентного обмена, она соответствовала нескольким часам реального времени.

На следующем этапе воспроизводились условия усиления ветра: его скорость задавалась в диапазоне от 11,5 до 26,5 м/с, и вводились соответствующие значения параметров взаимодействия океана и атмосферы и граничные условия. Продолжительность этого этапа соответствовала 10 часам реального времени; это несколько превышает среднюю длительность шторма в океане, близкую к 6 часам (D'Allessio et al., 1998).

На последнем этапе моделировалась релаксация системы после ослабления ветра: скорость ветра уменьшалась до исходного, т. е. среднего климатического значения. Продолжительность этого этапа была наибольшей — несколько десятков часов реального времени. Это позволяло проследить процесс медленного послештормового восстановления структуры верхнего слоя океана.

Необходимые для выполнения описанных процедур данные были взяты из разных источников (Bortkovski, Novak, 1993). Вертикальные профили средней температуры воды и содержания кислорода на 1-градусной сетке заимствованы из электронного атласа Мирового океана, аналогичные данные о профилях CO₂ лишь в 2003 г. стали доступными на сайте <http://cdiac3.ornl.gov/las/servlets/data> американского Центра Анализа Информации о CO₂, CDIAC. К сожалению, в указанных источниках оценки статистической достоверности построенных средних полей не приведены.

Особенности обмена CO_2 между океаном и атмосферой

Влияние химических реакций на скорость газообмена CO_2 обычно принято считать несущественным (Пармузина, 1978). В многочисленных работах, касающихся обмена CO_2 между атмосферой и океаном, особенности растворения этого газа в воде никак не учитываются. Однако рассматривая изменения содержания CO_2 в верхнем слое океана и вычисляя потоки газа через поверхность при сильном ветре, следует оценить реакцию карбонатной системы морской воды на нарушение равновесия этой системы. Карбонатная система морской воды при стационарных условиях находится в равновесном состоянии, и концентрации всех ее элементов: растворенного CO_2 , карбонатного CO_3^{2-} и бикарбонатного ионов HCO_3^- , а также показатель активности ионов водорода pH определяются простыми соотношениями. Однако при сильном ветре стационарность нижнего слоя атмосферы и верхнего слоя океана нарушается. Установлено, что в этих условиях быстро меняется и концентрация растворенного CO_2 . Это делает необходимым рассмотреть процессы отклонения карбонатной системы от исходного равновесного состояния, установления ее нового равновесия, и воздействие этих процессов на физические процессы газопереноса. Полученные ранее оценки скорости восстановления равновесия карбонатной системы морской воды и длительности этого процесса (Levitus, Boyer, 1994; Emerson, 1995) не отвечают на возникающие вопросы полностью. Вопрос же о воздействии карбонатной системы на изменения содержания CO_2 во время шторма до сих пор не рассматривался.

Известно, что при нарушении равновесия карбонатной системы морской воды относительное изменение суммарной концентрации растворенного неорганического углерода

$$TC = \text{CO}_2 + \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} \quad (19)$$

оказывается примерно в 10 раз меньше относительного изменения концентрации растворенного CO_2 (Magid, Turbeck, 1968). Это означает, что любое, вызванное внешними воздействиями изменение

концентрации CO_2 , при установлении нового равновесного состояния будет уменьшаться во столько же раз. Отношение относительного изменения концентрации CO_2 к относительному изменению TC известно как фактор Ревелла:

$$Rv = \frac{\Delta[CO_2]}{[CO_2]} / \frac{\Delta TC}{TC} \quad (20)$$

Здесь Δ означает конечные приращения соответствующих элементов системы.

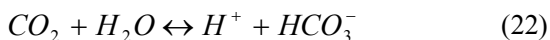
Величину ΔTC можно считать равной исходному изменению концентрации растворенного CO_2 , вызванному процессами переноса и биологического потребления. В этом случае отношение δ окончательного изменения концентрации CO_2 , соответствующего новому состоянию равновесия, $\Delta [CO_2]_r$, к начальному возмущению, $\Delta [CO_2]_0$, можно найти как

$$\delta = \frac{[CO_2]}{TC} Rv \quad (21)$$

Полученные значения δ заметно меняются в зависимости от температуры воды, составляя от 0,2 при 0 °С до 0,04 при 30 °С.

При рассмотрении газопереноса в штормовых условиях необходимо получить оценку скорости релаксации возмущений, вносимых в состояние карбонатной системы. Оценки временного хода концентрации гидрокарбонатного иона HCO_3^- , впервые сделанные (Thorpe, 1982), относятся к крайне упрощенным ситуациям, не соответствующим реальным условиям в верхнем слое океана. Длительность процесса восстановления равновесия карбонатной системы морской воды была оценена в (Leifer, 1995), но только для случая, когда исходная равновесная концентрация CO_2 возрастает.

Процесс релаксации карбонатной системы можно рассмотреть, привлекая уравнения обратимых химических реакций, определяющих концентрации элементов системы:



Когда концентрация CO_2 превышает равновесное значение, реакция, описываемая равенством (22), идет слева направо, а реакция (23) — справа налево. Когда же концентрация ниже равновесной, обе реакции идут в обратных направлениях. Скорости реакций выражаются масштабными коэффициентами k_{CO_2} , $k_{\text{HCO}_3^-}$, $k_{\text{CO}_3^{2-}}$, имеющим размерность 1/с. Эти скорости пропорциональны произведениям концентраций реагентов, но в рассматриваемом случае концентрации близки к равновесным, и их изменения несущественны. Величины k_{CO_2} , $k_{\text{HCO}_3^-}$ различаются на три порядка и сильно зависят от температуры, коэффициент $k_{\text{CO}_3^{2-}}$ можно считать равным коэффициенту $k_{\text{HCO}_3^-}$ (Пармузина, 1978).

Были рассмотрены ситуации, в которых концентрация CO_2 повышается (гидратация) или понижается (дегидратация), при исходном равновесном состоянии карбонатной системы, и оценено время восстановления равновесия системы в этих ситуациях. Если увеличение или падение величины ТС изначально обусловлено изменением значения CO_2 , то новому значению ТС будут соответствовать новые равновесные значения концентраций всех элементов системы. Обозначив как X , Y , Z отклонения от равновесных значений концентраций CO_2 , HCO_3^- и CO_3^{2-} , соответственно, уравнение для случая гидратации угольной кислоты можно записать в виде:

$$\frac{dY_1}{dt} = k_{\text{CO}_2} X_1 \quad (24_a)$$

при дегидратации оно получает вид:

$$\frac{dX_2}{dt} = k_{\text{HCO}_3^-} Y_2 \quad (24_b)$$

Каждый из рассматриваемых случаев здесь обозначен индексом 1 или 2.

Очевидно, что модули производных от величин X , Y , Z по времени будут синхронно и асимптотически приближаться к нулю по мере

приближения карбонатной системы к равновесному состоянию. Следовательно, эти производные должны описываться одинаковыми функциями времени, и быть пропорциональными полным изменениям значений соответствующих элементов карбонатной системы за время перехода к новому равновесному состоянию. Исходя из этого, для случая гидратации можно написать:

$$\frac{dX_1}{dt} = R_1 \frac{dY_1}{dt} \quad (25_a)$$

а для случая дегидратации:

$$\frac{dY_2}{dt} = R_2 \frac{dX_2}{dt} \quad (25_b)$$

Входящие в эти выражения отношения $R_1 = \Delta X_1 / \Delta Y_1$ и $R_2 = \Delta Y_2 / \Delta X_2$ включают полные изменения значений соответствующих элементов карбонатной системы при переходе от исходного, возмущенного состояния к равновесному состоянию. Эти величины были найдены с использованием вычислительной программы (Zeebe, 1999), опубликованной на сайте: <http://cdiac.ornl.gov/oceans/co2rprt.html>.

После несложных преобразований получены выражения:

$$X_1(t) / X_1(0) = \exp(R_1 k_{CO_2} t) \quad (26_a)$$

$$X_2(t) / X_2(0) = \exp(R_2 k_{HCO_3^-} t) \quad (26_b)$$

Поскольку отношения R_1, R_2 всегда отрицательны, $X_1(t), X_2(t)$ — убывающие функции времени. Полученные решения показали, что время, необходимое для восстановления равновесия карбонатной системы после понижения содержания CO_2 , намного больше, чем после его повышения. Это объясняется, прежде всего, тем, что масштабный коэффициент реакции дегидратации $k_{HCO_3^-}$ на три порядка меньше, чем k_{CO_2} . Так как масштабные коэффициенты реакций существенно зависят от температуры, от нее зависит и время установления равновесия карбонатной системы. В качестве продолжительности процесса установления равновесия было принято

время, за которое отношения $X_i(t)/X_i(0)$ становятся равными или меньшими 0,01. Несмотря на различия в подходах, результаты для случая роста содержания CO_2 в начальный момент, приведенные в табл. 1 и полученные в (Leifer, 1995), согласуются по порядку величины.

Таблица 1

Время восстановления равновесия карбонатной системы при различной температуре

Т °С		0	10	20	30
Время восстановления:	после роста содержания CO_2 , мин.	35	10	3	0,7
	после уменьшения содержания CO_2 , сутки	12	10	4,1	1,5

На основе численного моделирования ранее было получено, что время восстановления содержания газа после прекращения шторма составляет несколько десятков часов (Wanninkhoff et al., 2002). Расчеты были выполнены без учета действия карбонатной системы, уменьшающего любые отклонения содержания CO_2 от равновесного уровня. Это действие можно представить как дополнительное слагаемое функции источника в уравнении переноса растворенного газа. С целью получения оценки влияния карбонатной системы на изменения содержания во время штормов, были сопоставлены значения двух величин. Первой была производная по времени, X' , содержания CO_2 в приповерхностном слое океана, меняющегося при воздействии штормового ветра; она находилась по результатам численного моделирования, описанным в (Leifer, 1995; Wanninkhoff et al., 2002), как средняя разность значений содержания CO_2 на глубине 40 см, разделенных на интервал времени между ними, 3600 с. Второй величиной была упомянутая выше часть функции источника в уравнении газопереноса. Она находилась как производные по времени X'_1 , X'_2 при $t = 0$, от функций, описываемых выражениями (6_а) и (6_б) соответственно; множители $X_1(0)$, $X_2(0)$ были найдены по результатам

численного моделирования как средние приращения содержания CO_2 на шаге по времени вычислительной программы, 25 с. Было найдено, что отношение X'_1 / X' , характеризующее вклад действия карбонатной системы в изменения содержания CO_2 при шторме, когда начальное содержание возрастает, меняется от 0,07 при $T=1,4$ °C до 1,3 при $T=28$ °C; отношение же X'_2 / X' имеет величину порядка 10^{-3} - 10^{-4} во всем указанном диапазоне температуры.

Следовательно, при низкой температуре рост концентрации CO_2 при шторме будет незначительно тормозиться благодаря буферному действию карбонатной системы, при умеренной температуре это торможение станет существенным, а при высокой значения концентрации будут меняться в соответствии с соотношениями равновесного состояния. При учете этого воздействия сток атмосферного CO_2 в океан в высоких и умеренных широтах при исходном недосыщении воды при сильном ветре должен увеличиться, в тропиках этот эффект, очевидно, будет более заметным. Если же при средних условиях наблюдается пересыщение верхнего слоя океана газом, то при усилении ветра действие карбонатной системы практически не будет влиять на снижение его концентрации, уменьшающее эвазию. Таким образом, действие карбонатной системы усиливает вентиляционный характер механизма газопереноса пузырьками, при сильном ветре способствующего поступлению атмосферного CO_2 в океан. Тем не менее, численные эксперименты показали, что учет действия карбонатной системы изменяет значения потоков CO_2 незначительно.

Выбор районов для оценки среднегодового газообмена

Согласно существующим представлениям сток атмосферного CO_2 в океан происходит, главным образом, в Атлантике, тогда как вынос газа из океана в атмосферу происходит, в основном, в Тихом океане. Поэтому для выполнения расчетов были выбраны центры трех пятиградусных квадратов в зоне Гольфстрима, обозначенных

индексами G1, G2 и G3, и трех таких же квадратов, в зоне Куроисио, обозначенных K1, K2 и K3 (табл. 2).

Таблица 2

Индексы и координаты центров пятиградусных квадратов, среднегодовые скорости ветра и температуры поверхности

Индекс	Широта, °с. ш.	Долгота	U м/с	T ₀
G1	40°	70° з. д.	7,1	17,4
G2	37,5°	70° з. д.	7,7	21,8
G3	35°	75° з. д.	6,2	22,5
K1	30°	142,5° в. д.	7,8	23,8
K2	40°	155° в. д.	8,9	16,1
K3	45°	155° в. д.	8,9	9,0

Обмен углекислым газом

Анализ результатов зависимости от скорости ветра актуальных, не осредненных, величин: переноса пузырьками, диффузионного и суммарного потоков CO₂ в районе G2 зоны Гольфстрима показал, что диффузионный поток с ростом скорости ветра не увеличивается, а, вопреки обычным представлениям, несколько убывает. Это объясняется уменьшением приповерхностной разности концентраций газа при усилении ветра. Перенос пузырьками становится равным диффузионному переносу при скорости ветра 19—20 м/с, при дальнейшем росте скорости ветра этот механизм газопереноса становится доминирующим.

С использованием полученных зависимостей актуального газообмена от скорости ветра и с учетом функции распределения скорости ветра, определяемой по среднегодовой скорости (Wanninkhof, 1992), были вычислены среднегодовые потоки CO₂ в избранных ключевых районах океанов. Полученные значения (табл. 3) заметно отличаются от известных, опубликованных в авторитетных изданиях, оценок. Это объясняется тем, что при их получении коэффициент скорости

газообмена при сильном ветре находился фактически путем экстраполяции зависимости, построенной для умеренного ветра (Бортковский, 2003), а газоперенос пузырьками и уменьшение модуля перепада концентрации воздуха вода с ростом скорости ветра никак не учитывались.

Таблица 3

Среднегодовые величины: перенос пузырьками, диффузионный и суммарный поток CO₂ (г/(см²с))

Индекс	Перенос пузырьками	Поток CO ₂ , г/(см ² с)	
		диффузионный	суммарный
G1	6,3 10 ⁻¹²	2,0 10 ⁻¹⁰	2,1 10 ⁻¹⁰
G2	1,1 10 ⁻¹¹	2,2 10 ⁻¹⁰	2,4 10 ⁻¹⁰
G3	2,2 10 ⁻¹²	4,1 10 ⁻¹¹	4,3 10 ⁻¹¹
K1	6,6 10 ⁻¹²	-4,8 10 ⁻¹¹	-4,1 10 ⁻¹¹
K2	7,6 10 ⁻¹²	9,9 10 ⁻¹¹	10,6 10 ⁻¹¹
K3	5,1 10 ⁻¹²	6,0 10 ⁻¹¹	6,5 10 ⁻¹¹

Оказалось, что в зоне Гольфстрима вклад переноса пузырьками в средний суммарный поток CO₂ невелик, он составляет от 3 до 5 % его. В зоне Курошио он колеблется от 8 до 16 %, причем перенос пузырьками в районе K1 противоположен по знаку диффузионному потоку и уменьшает эвазию CO₂.

Обмен кислородом

Вследствие существенных различий физических свойств кислорода и углекислого газа, в первую очередь, растворимости, заметно различается роль разных механизмов обмена в переносе этих газов через морскую поверхность; это было отмечено еще в (Бортковский, 2003). Если перенос CO₂ пузырьками начинает превосходить диффузионный только при скорости ветра, приближающейся к 20 м/с, то для O₂ перенос пузырьками становится основным уже при 13–14 м/с. Тем самым обусловлен и большой вклад этого механизма в средний климатический газообмен кислородом

между океаном и атмосферой. В табл. 4 приведены среднегодовые перенос пузырьками, диффузионный и суммарный потоки O_2 . Перенос пузырьками, как правило, направлен из атмосферы в океан (инвазия), а средний диффузионный перенос O_2 в избранных районах имеет противоположное направление. Видно, что только в районе G3 отрицательный диффузионный поток по модулю превосходит положительный газоперенос пузырьками.

Таблица 4

Среднегодовой перенос пузырьками, диффузионный и суммарный поток кислорода

Индекс района	Перенос пузырьками	Поток O_2 г/(см ² с)	
		диффузионный	суммарный
G1	$7,1 \cdot 10^{-10}$	$-3,0 \cdot 10^{-10}$	$4,1 \cdot 10^{-10}$
G2	$5,5 \cdot 10^{-10}$	$-2,9 \cdot 10^{-10}$	$2,6 \cdot 10^{-10}$
G3	$2,6 \cdot 10^{-10}$	$-3,9 \cdot 10^{-10}$	$-1,3 \cdot 10^{-10}$
K1	$2,0 \cdot 10^{-9}$	$-1,3 \cdot 10^{-9}$	$7,2 \cdot 10^{-10}$
K2	$4,4 \cdot 10^{-9}$	$-6,6 \cdot 10^{-10}$	$3,7 \cdot 10^{-9}$
K3	$3,3 \cdot 10^{-9}$	$-1,1 \cdot 10^{-9}$	$1,2 \cdot 10^{-9}$

Зависимость перепада концентрации газов между поверхностью и верхним слоем воды от скорости ветра

Выше было отмечено, что натурные измерения выявили уменьшение модуля перепада концентрации, входящего как постоянная величина в диффузионные формулы, при росте скорости ветра. Однако при этом корреляция между значениями перепада и скоростью ветра была невысокой, а дисперсия связи очень большой. Поскольку на поверхности раздела всегда сохраняется насыщающая концентрация растворенного газа, изменения перепада почти полностью определяются изменениями концентрации газа в верхнем слое воды.

Ранее выполненные модельные расчеты показали, что модуль перепада с ростом скорости ветра заметно уменьшается вследствие того, что концентрация растворенных газов в самом верхнем слое воды приближается к насыщающей (Leifer et al., 1995). Однако, эти результаты были получены при использовании вертикальных профилей содержания растворенного CO_2 , в которых на отдельных горизонтах оно мало отклонялось от полного насыщения.

Более сложной оказывается картина, полученная для районов океана, в которых отклонения газосодержания от насыщения довольно значительны, особенно в зоне Курисио. В них при усилении ветра относительное насыщение воды CO_2 вблизи морской поверхности может не только приближаться к единице, но и удаляться от нее; сходные результаты получены для кислорода. Это объясняется интенсивным перемешиванием самого верхнего слоя воды с более глубокими слоями, в которых указанные отклонения изначально больше, чем вблизи поверхности. Исключение газопереноса пузырьками при численных экспериментах привело к результатам, близким к вышеописанным. Тем самым подтверждается, что именно усиленное турбулентное перемешивание при штормовых условиях, в основном, определяет изменения газосодержания приповерхностного слоя.

Сравнение с результатами, полученными при использовании стандартного подхода

Самым простым способом необходимого сравнения приведенных выше результатов с опубликованными и используемыми в многочисленных обобщениях (Donelan, Wanninkhof, 2002], было бы использование приведенных в этих публикациях значений потоков для избранных районов океана. Однако различия в использованных данных и в пространственно-временном осреднении сделали бы такое сравнение по меньшей мере неубедительным. Поэтому был избран другой путь: по тем же данным, по которым проводились все численные эксперименты, были найдены перепады концентраций «воздух–вода» для O_2 и CO_2 ; затем, считая перепады, как это делается

обычно, постоянными, т. е. не зависящими от скорости ветра, с использованием известной формулы для коэффициента газообмена (Бортковский, 2003) вычислялись актуальные потоки для всего диапазона скорости ветра; наконец, с учетом функции распределения скорости ветра находились средние потоки газов. Таким образом, для сравнения были взяты величины, найденные по тем же данным, но по общепринятой методике. Результаты, частично приведенные в табл. 5, показывают, что стандартная методика дает эвизию кислорода тогда, когда учет газопереноса пузырьками и зависимости перепада концентраций «воздух–вода» от скорости ветра приводит к потокам обратного знака. Меньшие различия получены для потоков CO_2 , поскольку вклад переноса пузырьками в них существенно меньше. Однако и они оказались очень существенными. Результаты сопоставления указывают на необходимость учета указанных факторов при определении климата газообмена океана и атмосферы.

Таблица 5

Среднегодовые потоки O_2 и CO_2 , найденные по новой (суммарные) и стандартной методике

Район	Среднегодовые потоки, г/(см ² с)			
	суммарные	стандартные	суммарные	стандартные
	O_2		CO_2	
G1	$4,1 \cdot 10^{-10}$	$-9,5 \cdot 10^{-10}$	$2,1 \cdot 10^{-10}$	$5,1 \cdot 10^{-10}$
G2	$2,6 \cdot 10^{-10}$	$-6,4 \cdot 10^{-10}$	$2,4 \cdot 10^{-10}$	$5,9 \cdot 10^{-10}$
G3	$-1,3 \cdot 10^{-10}$	$-2,1 \cdot 10^{-10}$	$4,3 \cdot 10^{-11}$	$1,3 \cdot 10^{-10}$
K1	$7,2 \cdot 10^{-10}$	$-2,8 \cdot 10^{-10}$	$-4,1 \cdot 10^{-11}$	$-1,3 \cdot 10^{-10}$
K2	$3,7 \cdot 10^{-9}$	$-1,1 \cdot 10^{-9}$	$1,1 \cdot 10^{-10}$	$6,2 \cdot 10^{-10}$
K3	$1,2 \cdot 10^{-9}$	$-4,4 \cdot 10^{-9}$	$6,5 \cdot 10^{-11}$	$3,8 \cdot 10^{-10}$

Заключение

Разработана численная модель, позволяющая оценить газообмен через поверхность океана в условиях сильного ветра, когда газообмен определяется, в основном, растворением в воде пузырьков, образующихся при обрушении ветровых волн.

Моделирование показало, что при сильном ветре перепад концентрации газов «воздух–вода» заметно меняется. В расчетах среднего газообмена океана и атмосферы зависимость этого перепада от скорости ветра до сих пор не рассматривалась.

Выявлены и объяснены особенности переноса пузырьками отдельных газов — составляющих воздуха, показано, что, несмотря на эти особенности, рассматриваемый механизм переноса имеет вентильный характер, — он почти всегда обуславливает перенос газов из атмосферы в океан. Действие карбонатной системы усиливает вентильный характер влияния штормов на средний обмен CO_2 между океаном и атмосферой, поскольку, ограничивая рост концентрации растворенного газа, не препятствует ее уменьшению.

Показано, что при сильном ветре газоперенос пузырьками является важным механизмом газообмена, для O_2 он в десятки раз эффективнее диффузионного газообмена. Вследствие его действия вклад штормов в средний климатический газообмен, несмотря на их малую повторяемость, является определяющим для O_2 , и существенным для CO_2 .

Оценки поглощения атмосферного CO_2 Мировым океаном, используемые в моделях изменения климата, должны быть скорректированы с учетом выявленных особенностей газопереноса при сильном ветре.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бортковский Р. С.* (2003). Газоперенос через поверхность океана при сильном ветре и его вклад в средний газообмен // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 39. № 6. С. 809–816.

Бортковский Р. С., Егоров Б. Н. (2003). Об учете статистической структуры скорости ветра при определении климата энерго- и газообмена между океаном и атмосферой // *Метеорология и гидрология*. № 2. С. 46–53.

Колмогоров А. Н. (1942). Уравнения турбулентного движения несжимаемой жидкости // *Изв. АН СССР. Сер. физ.* 6. № 1–2. С. 56–58.

Пармузина Т. А. (1978). Приведение средней непрерывной продолжительности штормов, рассчитанной по восьмисрочным наблюдениям, к ежечасным данным // *Труды ВНИИГМИ-МЦД*. Вып. 62. С. 103–110.

Bortkovskii R. S. (2002). Atmosphere-ocean gas exchange due to bubbles generated by wind wave breaking / In: *Gas Transfer at Water Surfaces* / M. A. Donelan et al. eds. // *Geophys. Monograph*. № 127. P. 261–264.

Bortkovski R. S., Novak V. A. (1993). Statistical dependencies of sea state characteristics on water temperatures and wind-wave age // *J. Marine Sys.* V. 4. № 2–3. P. 161–169.

D'Allesio S. J. D., Abdella K., McFarlane N. A. (1998). A new second-order turbulence closure scheme for modeling the ocean mixed layer // *Journ. Phys. Oceanogr.* V. 28. № 8. P. 1624–1641.

Donelan M. A., Wanninkhof R. (2002). Gas transfer at water surfaces — concept and issues / In: *Gas Transfer at Water Surface* / M. A. Donelan et al. eds. // *Geophys. Monograph*. № 127. P. 1–10.

Emerson S. (1995). Enhanced Transport of Carbon Dioxide During Gas Exchange / In: *Air-Water Gas Transfer. Selected pap. 3-d Internat. Sympos. Air-Water Gas Transf.*, Jul. 24—27 1995, Heidelberg Univ. / B. Jaehne, E. C. Monahan eds. — Heidelberg. AEON Verlag & Studio. P. 23–35.

Leifer I. S., Asher W. E., Farley P. J. (1995). A Validation Study of Bubble Mediated Air-Sea Gas Transfer Modeling for Trace Gases / In: *Air-Water Gas Transfer. Selected pap. 3-d Internat. Sympos. Air-Water Gas Transf.*, Jul. 24–27 1995, Heidelberg Univ. / B. Jaehne and E. C. Monahan eds. — Heidelberg. AEON Verlag & Studio. P. 269–283.

Levitus S., Boyer T. P. (1994). *World Ocean Atlas 1994*. V. 1, 2. — Washington: U.S. Gov. Printing Office. 150 p. 186 p.

Magid E., Turbeck B. O. (1968). The rates of the spontaneous hydration of CO₂ and the reciprocal reaction in neutral aqueous solutions between 0° and 38° // *Biochimica et Biophysica Acta*. V. 165. P. 515–524.

Merlivat L. (1985). Modelling of gas flux through bubbles at the air-water interface // *Tellus*. V. 37B. № 4–5. P. 272–285.

Oost W. A., Kohsiek W., de Leeuw G. et al. (1995). On the discrepancies between CO₂ flux measurement methods // In: *Air-Water Gas Transfer. Selected pap. 3-d Internat. Sympos. Air-Water Gas Transf.*, Jul. 24—27 1995, Heidelberg Univ. / B. Jaehne and E. C. Monahan eds. — Heidelberg. AEON Verlag & Studio. P. 723–733.

Takahashi T., Feely R. A., Weiss R., Wanninkhoff R., Chipman D. W., Takahashi T. T. (1997). Global air-sea flux of CO₂: an estimate based on measurements of sea-air pCO₂ difference // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*. V. 94. P. 8292–8299.

Thorpe S. A. (1982). On the clouds of bubbles formed by breaking wind-waves in deep water, and their role in air-sea gas transfer // *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.* V. A304. № 1483. P. 155–251.

Wanninkhof R. (1992). Relationships between wind speed and gas exchange over the ocean // *J. Geophys. Res.* V. 97C. № 5. P. 7373–7382.

Wanninkhoff R., Doney S. C., Takahashi T., McGillis W. R. (2002). The effect of using time-averaged winds on regional air-sea CO₂ fluxes / In: *Gas Transfer at Water Surfaces* / M. A. Donelan et al. eds. // *Geophys. Monograph*. № 127. P. 351–356.

Wolf D. K., Thorpe S. A. (1991). Bubbles and the air-sea exchange of gases in near-saturation conditions // *J. Marine Res.* V. 49 (3). P. 435–466.

Zeebe R. E., Wolf-Gladrow D. A., Jansen H. (1999). On the time required to establish chemical and isotopic equilibrium in the carbon dioxide system in seawater // *Marine Chemistry*. V. 65. P. 135–153.

СОВРЕМЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ МЕДИЦИНСКОЙ КЛИМАТОЛОГИИ

Н. В. Кобышева, М. В. Клюева

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
E-mail: kobyshnv@main.mgo.rssi.ru

Поступила в редакцию 23.03.2016
Поступила после доработки 27.04.2016

Круг вопросов, рассматриваемых в данной статье, ограничен оценкой влияния на здоровье человека меняющегося климата. Воздействия загрязнения атмосферы, солнечной активности и паразитарной среды не рассматриваются.

1. Обзор состояния исследований в медицинской климатологии

В области проблемы «климат-здоровье человека» существует много важных тем для исследований и выработки предложений по совершенствованию климатологического обеспечения здравоохранения.

Данные темы входят в следующие магистральные направления изучения обозначенной проблемы:

- климатофизиология, изучающая влияние метеорологических факторов на здоровье человека в различных географических условиях;
- климатопатология, исследующая связь различных заболеваний с погодно-климатическими факторами и влияние погодно-климатических факторов на заболеваемость и смертность населения;

– климатотерапия и климатопрофилактика, использующие погодные и климатические условия для предупреждения болезней и являющиеся частью курортологии, изучающей лечебные свойства природных факторов в целях восстановления здоровья человека.

В ряду этих основных направлений можно выделить некоторые специальные проблемы:

– классификация климатов (для разных масштабов) с точки зрения медицинской метеорологии;

– медицинская география, изучающая влияние особенностей географической среды на здоровье человека, а также законы географического распределения болезней и других патологических состояний;

– рекреация — комплекс оздоровительных мероприятий (туризм, оздоровительный отдых и т. д.);

Следует сделать акцент и на серии проектов, имеющих важное значение для медицинской климатологии, включенных в программы международной деятельности ООН и ВОЗ (программа WHA 61.19), WMO (ГРОКО, Global framework for climate services) по теме «Адаптация здравоохранения и жизнеобеспечения населения к изменению климата».

Подробный исторический обзор развития медицинской климатологии содержится в книге (Бокша, Богутский, 1980).

Пик наиболее плодотворной деятельности биоклиматологов пришелся на период с послевоенного до перестроечного времени. Во второй половине XX в. прошла Всемирная конференция экспертов «Климат и человечество», а в СССР в 1986 году состоялся международный симпозиум ВМО/ВОЗ/ЮНЕП «Климат и здоровье человека» (Женева, февраль 1979, ВМО, 406 с.), а также Всероссийские конференции 1998 и 2000 годов.

На симпозиуме «Климат и здоровье человека» (1979) были представлены доклады широко известных в то время отечественных и зарубежных специалистов, занимавшихся проблемами медицинской метеорологии (включая климатологию): Н. Р. Деряпы, Б. А. Айзенштата, В. Г. Бокши,

В.И. Русанова, В.Б. Башелхановой, В. Ф. Овчаровой, Е. П. Борисенкова, В. П. Казначеева (СССР), Э. Галинды (Мексика), Г. Джендрицкого (ФРГ), Р. Теслера (Швеция), В. Вайе (Швейцария), Р.Г. Манна (Австрия), В. Дживани (США) и многих других.

Выводы докладчиков были основаны на анализе обширного и разнообразного материала собственных авторских наблюдений и измерений (специализированных медицинских и климатических параметров). Такой подход позволил получить конкретные результаты. Так, например В. Г. Бокша, изучая механизмы воздействия метеорологических факторов на пациентов с различными заболеваниями, подробно рассмотрел процессы, происходящие в организме больных. При этом сведения о термоадаптационных механизмах были получены с помощью метода кожной электротермии. Изучая окислительно-восстановительные ферменты в клетках лейкоцитов, он измерял изменения индекса пероксидазы крови. Цитируемый автор исследовал обменные процессы, связанные с функцией печени в связи с влиянием климатолечения и установил нормализацию гликемической кривой в результате лечения. Для больных диабетом он разработал специальное климатолечение, используемое до сих пор. Наряду с анализом влияния климата на процессы, происходящие в организме человека, В. Г. Бокша получил важные результаты в области климатотерапии на курортах. Ему принадлежат дозиметрические таблицы, использование которых позволяет рекомендовать пациентам длительность климатолечебных процедур.

В это же время в курортологии стала применяться так называемая «комплексная климатология». В ее рамках при оценке воздействия метеорологических условий на организм человека была предложена типизация «погод» (Русанов 1981). Все многообразие видов погод объединялось в типы и классы погоды. Рассматривалась «погода суток» и «погода момента». Тип погоды определялся по значениям температуры и влажности воздуха, скорости ветра, общей облачности. Следует

также отметить предложенный позднее В. И. Русановым индекс изменчивости погоды, как отношение контрастных смен периодов с однотипной погодой к числу дней за рассматриваемый период. (Русанов, 2006).

В этот же период активно разрабатывались и системы комплексных «индексов влияния», выражающих одновременное воздействие нескольких метеорологических факторов на человека. Используемые индексы были классифицированы (Головина, Трубина, 2000). В СССР был получен ряд модификаций индексов холодого стресса, теплового воздействия (волн жары), многофакторных индексов (ЭТ-эффективная температура, ЭЭТ — эффективно-эквивалентная температура, РЭЭТ — радиационная эффективно-эквивалентная температура воздуха). Подробное описание ряда индексов влияния климата на человека и многих других результатов биоклиматических исследований можно найти в «Руководстве по специализированному климатическому обслуживанию экономики» (Руководство, 2008).

Б. А. Айзенштадт (1964, 1971, 1973), а позднее В. Вайе разработали наиболее объективный метод оценки влияния климата на человека. Они составили уравнение теплового баланса человека для южных и северных территорий, основываясь на сочетании физических и биологических законов. В Германии была создана модель теплового баланса «Клима-Михель». Модель основана на уравнении комфортности О. Фангера (Fanger 1973).

Таким образом, к концу прошлого века был выстроен фундамент медицинской климатологии, который послужил основой для развития медико-климатического прогнозирования. Во время перестройки и в последующий период внимание к развитию медицинской климатологии несколько уменьшилось. Кроме того, ввиду недоступности медицинской статистики, в последние годы изменился подход к организации исследований. Нельзя согласиться с мнением гендиректора ВОЗ доктором Маргарет Чан, высказанном ею на Третьей Всемирной

конференции ВМО в 2009 г. в Женеве, которая утверждала, что развитие медицинской климатологии тормозит недоступность климатических данных. Как раз наоборот, климатические данные и исходные метеорологические ряды регулярно помещаются на сайтах национальных гидрометеорологических служб. В России, например, можно получить исходную гидрометеоинформацию срочного разрешения на сайте ВНИИГМИ-МЦД. В ГГО разработаны методы интерполяции климатических данных в условиях слабоосвещенной в метеорологическом отношении территорий, построенные на микро- и мезоклиматических закономерностях. Таким образом, в настоящее время возможности для привлечения к биоклиматическим исследованиям достаточно подробную метеорологическую информацию существенно расширились. Тем не менее, в последние годы при изучении биоклимата человека, судя по издаваемой литературе на данную тему, анализируются преимущественно связи лишь между смертностью или числом обращения людей в скорую помощь и медицинские учреждения с элементами погоды и климата.

Математическим аппаратом изучения связи заболеваемости и смертности с изменением метеорологических условий служит чаще всего эмпирический регрессионный анализ, иногда без проверки значимости выявляемых трендов и без оценок ошибок корреляции. Исключение составляют исследования заболеваемости в связи с загрязнением атмосферы и работ в области паразитологии и климата.

Наиболее информативными в ряду исследуемой данной проблемы последнего периода являются монография Б. А. Ревича и В. В. Малеева (2010). В монографии дано подробное описание зависимости смертности населения, числа обращений в «скорую помощь» и заболеваемости от изменений климата. К сожалению, в наиболее оригинальных главах отсутствуют ссылки как на литературные источники, так и на авторские работы по методам получения результатов.

Для развития медицинской климатологии хотелось бы рекомендовать перейти от сравнения двух видов готовой информации (смертность-климатические данные), к организации систематических наблюдений за воздействием метеорологических условий на процессы происходящие в организме здорового и больного человека. Одно из наиболее перспективных направлений исследований изложено в докладе О. Б. Ильиной на конференции в РГГМУ (Кобышева, Ильина, Качанова, 2000). Отличительной чертой предложенного в нем подхода является использование подробных первичных материалов как медицинских, так и метеорологических за каждые сутки десятилетнего периода (до 300 видов ежедневных медицинских анализов и до 170 видов метеорологических параметров), связанных между собой с помощью специального математического аппарата «комод-технология». В результате были получены конкретные и достаточно обоснованные выводы. Например, выяснилось, что изменение атмосферного давления для легочных больных влияет на нижний уровень и не влияет на верхний уровень физиологического давления. Подобные исследования необходимо осуществлять в тандеме врача и климатолога, знакомящих друг друга с особенностями своей профессии в процессе общения. Недопустимо, когда исследования ведет только врач или только климатолог.

2. Климатические риски в здравоохранении

После Третьей Всемирной конференции по климату, в которой принимали участие главы многих государств и министерств, т. е. люди, принимающие решения, встал вопрос о важности климатологического обслуживания как экономики, так и здравоохранения. В частности, ВОЗ совместно с ООН приняли проект по адаптации здравоохранения к изменениям климата.

Адаптации к изменениям, а также к изменчивости климата, должна предшествовать количественная оценка возможных последствий для здоровья человека и степени их опасности.

Количественные оценки выражаются в виде климатических рисков. Методика оценки климатических рисков была разработана в ФБГУ ГГО и представлена в монографии Н. В. Кобышевой, Е. М. Акентьевой и Л. П. Галюк (2015). Данная методика включает основные формулы: социального риска, экономического риска и вероятности риска.

В первую очередь важно оценить климатические риски неблагоприятных воздействий климата на человека. В зависимости от риска определяются соответствующие последствия воздействия, формулируются индексы влияния и необходимый период повторения экстремальных значений индексов. Судя по значению индекса, может назначаться лечение или принимаются другие конкретные меры по необходимым действиям медицинских работников и самого человека.

Оценка риска начинается всегда с идентификации рисков в рассматриваемой области. Идентификация рисков и методы их расчета применительно к медицине требуют достаточно детальных знаний о воздействии климата на здоровье и заболевания человека. Поэтому для того, чтобы правильно использовать предлагаемую методику оценки климатических рисков в медицине, следует использовать, прежде всего, научные труды авторов, представленных в начале этой статьи, а не только работы последнего времени.

Климатические риски для здравоохранения можно разбить на следующие группы:

1. Климатические риски для здоровых людей:

1.1 риски попадания человека в область действия ОЯ (природных и природно-техногенных катастроф);

1.2 риски для населения территории (страна, город и др.) в связи с изменением климата;

1.3 риски заболевания в связи миграционными процессами;

1.4 риски наступления волн жары; холодового стресса;

1.5 риски для здоровья населения при необеспеченности санитарно-гигиенических требований строительного проектирования зданий (жилых, общественных, административных).

2. Климатические риски заболеваемости:

2.1 риски болезней систем кровообращения, органов дыхания, желудочно-кишечного тракта, инфекционных заболеваний и др.;

2.2 риски обострения хронических заболеваний;

2.3 климатические риски региональных и местных заболеваний;

2.4 риски дозирования лечебных климатических процедур.

Расчет перечисленных рисков зависит прежде всего от вероятности угрожающего события (изменения климата). Если процесс изменения угрожающего события можно считать квазистационарным, т. е. не зависящим от времени, то вероятность угрожающего события рассчитывается по формуле:

$$P = \frac{m}{N},$$

где m — число случаев с угрожающим событием,

N — общее число всех случаев наблюдений.

Расчитывая риск вида 1.1 полагаем P равным вероятности ОЯ. Вероятность попадания человека в сферу действия ОЯ определяется как социальный риск по формуле:

$$R_{соц} = P_{ОЯ} = P \frac{S}{S} mk \quad (1)$$

где s — средняя площадь ОЯ,

S — площадь территории с населением m человек,

k — коэффициент агрессивности угрожающего ОЯ.

Экономический риск может быть определен, если установлена цена жизни человека (определяется в каждой стране), т. е.

$$R_{эк} = P_0 \cdot A \quad (2)$$

где A — стоимость жизни.

В оценках рисков типа 1.4 и 1.5 используется также формула 1, но в 1.4 водятся вероятность критических значений индексов, определяющих жару и холод, а в 1.5 — вероятность превышения

критических значений параметров теплового режима зданий, определяемых соответствующими санитарными нормами.

При квазистационарных климатических условиях риск вида 1.2 оценивается по данным моделирования вероятности значений метеорологической величины или ОЯ. Для оценки риска формула 1 уточняется. Помимо значения вероятности ОЯ в будущем, в формулу включается коэффициент дисконтирования.

Для оценки риска отрицательного влияния смены климатических условий человеком, меняющим место жительства (риск вида 1.3), вероятность угрожающего события (P) в формуле следует оценивать как разность повторяемости ОЯ в местах бывшего и будущего проживания. В формулу вводится дополнительно определяемый показатель влияния изменения климата на человека.

Риски заболеваемости и обострения болезней (риски 2.1—2.3) зависят также от погодных критериев (индексов влияния для соответствующих болезней).

Таким образом, для расчета рисков очень важно располагать результатами исследования влияния погодных факторов, как на здорового человека, так и больного с определенными заболеваниями.

Все выше сказанное относится к стационарным или квазистационарным процессам изменения угрожающих факторов. Расчеты вероятности ОЯ и рисков усложняются при отчетливо выраженных трендах, которые необходимо учитывать. В случае нестационарности климата используется методика, изложенная в книге (Кобышева, Акентьева, Галюк, 2015).

3. Адаптация к изменению климата

В медицине встречаются два тождественных понятия приспособления к климату: акклиматизация и адаптация. Некоторые авторы, например (Weiner, 1967) называют акклиматизацию климатической адаптацией.

Акклиматизация — это процесс приспособления организма человека к новым климатическим условиям (чаще всего при поездке на курорт) и является частным случаем адаптации, т. к. под

адаптацией человека понимают приспособление к определенным условиям жизни, включая, помимо климата, и социальную сферу и бытовые условия.

В проблеме физиологических механизмов адаптация человека к природным факторам среды и в том числе к климату, есть еще много вопросов, требующих решения на основе комплексных исследований с участием клиницистов, физиологов и климатологов.

Вместе с тем, уже имеющиеся результаты позволяют принимать некоторые меры по адаптации к изменяющимся климатическим условиям. Прежде всего, в тех случаях, когда человек меняет свое постоянное место жительства и при принятии решения больными о поездке на курорт следует оценить возникающие при этом климатические риски. Затем принимается взвешенное решение.

Для оценки допустимости рисков используются разные критерии как «чрезмерных», так и «пренебрежимых» рисков. К нулевому риску обычно не стремятся, так как он трудно достижим. Но между «чрезмерным» и «пренебрежимым» рисками существует зона «допустимого» риска. Наиболее трудно принять решение именно в этом случае. В зоне «чрезмерного» риска адаптационные меры следует принимать обязательно. При попадании риска в область «пренебрежимых» рисков следует либо ими пренебречь, либо, если это возможно, несколько понизить границу допустимого риска.

Для здорового человека критическое значение вероятности риска можно положить равным 10^{-6} . Чрезмерным рекомендуется считать вероятность риска 10^{-4} . Критические значения рисков для больных следует устанавливать в зависимости от характера и степени тяжести заболевания.

Рекомендуемая в книге Н. В. Кобышевой, Е. М. Акентьевой и Л. П. Галюк (2015) схема оценки допустимых рисков в виде «светофора» пригодна для медицинских целей лишь в случае попадания человека непосредственно в область ОЯ. Во всех остальных случаях важно установить предельные значения рисков и решать, целесообразна ли адаптация, сравнивая рассчитанные риски с критическими. Если значение риска попадает в зону допустимого риска, решение о целесообразности адаптации принимается путем

сравнения выгод и потерь для каждого из альтернативных действий. Потери и выгоды оцениваются в каждом конкретном случае по имеющейся информации о воздействиях климата на здорового человека или человека с определенным видом заболевания. Критические значения метеорологических величин и интенсивности ОЯ выбираются из имеющихся литературных источников.

Выводом из приведенных рассуждений является важность результатов подобных исследований воздействия метеорологических факторов на здоровье человека и разработка медико-климатических индексов влияния. Общие сведения о смертности или о частоте обращения в медицинские учреждения хоть и полезны, но недостаточны. Результаты работ, оценивающих смертность в зависимости от метеоусловий, не позволяют количественно оценивать климатические риски в медицине.

Заключение

Понимая важность затронутой проблемы для развития медико-климатологического обслуживания населения РФ, а также в плане реализации ГРОКО, можно рекомендовать создание справочной медико-климатической службы в рамках Климатического центра Росгидромета. Как уже отмечалось, необходимо теснейшее сотрудничество врачей клиницистов с климатологами для реализации вероятностно-статистических методов обобщения материалов наблюдений. Прежде всего, необходимо добиться получения и использования подробной медицинской статистики, соединив ее с метеорологической (последняя имеется в распоряжении ФБГУ ГГО и ФГБУ ВНИИГМИ-МЦД) и провести на ее основе совместные исследования современными математическими методами.

Теоретические основы могут составить одно из направлений исследований КНИПК. В качестве первых шагов целесообразно разработать энциклопедию медико-климатических ресурсов и рисков РФ, обобщающую многолетние достижения в этой области и справочник климатических зон курортно-туристических районов с описанием типов погод.

Прикладная составляющая медико-климатической службы строится на проведении консультаций и выдаче справок. Например, справок о специализированных медико-климатических параметрах для территории РФ для решения проблем переезда на новое место жительства, оздоровительных и туристических поездок и т. п.; о происходящих и возможных изменениях и изменчивости климата и их влиянии на здоровье человека.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Айзенштадт Б. А. (1964). Метод расчета некоторых биологических показателей // Метеорология и гидрология. № 2. С. 9–16.

Айзенштадт Б. А. (1971). Радиационное влияние элементов окружающей среды на тепловой режим человека // Труды САНИГМИ. Вып. 53—68. С. 3–27.

Айзенштадт Б. А. (1973). Биоклиматический атлас Средней Азии. — М.: Гидрометеиздат, 156 с.

Бокша В. Г. (1989). Справочник по климатотерапии. — Киев: «Здоровье». 206 с.

Бокша В. Г., Богущий В. В. (1980). Медицинская климатология и климатотерапия. — Киев: «Здоровья». 261 с.

Головина Е. Г., Русанов В. И. (1985). Некоторые вопросы биометеорологии. — СПб: Изд. РГГМИ. 89 с.

Климат и здоровье человека. (1988). / Труды международного симпозиума. ВМО/ВОЗ/ЮНЕП т. 1. 2 /под ред. Е. П. Борисенкова, В. Н. Карпенко. — Л.: Гидрометеиздат.

Ильина О. Б., Качанова Т. Л. (2000). Методы оценки биоклиматических ресурсов. / Тезисы доклада. Международный конгресс по биоклимату человека. — СПб: Гидрометеиздат. С. 37

Маркус Т. А., Морис Э. Н. (1985). Здание, климат и энергия / пер. с англ. под ред. Н.В.Кобышевой, Е.Г.Малявиной — Л.: Гидрометеиздат. 543 с.

Медицинская география и здоровье. Современные проблемы географии. (1989) / Сб. научных трудов под ред. А.А.Келлера — Л.: Наука. ЛО. 223 с.

Ревич Б. А., Шапошников Д. А., Подольная М. А., Харьковская Т. Л., Кваша Е. А. (2015). Волны жары в южных городах Европейской части России как фактор риска преждевременной смертности населения // Проблемы прогнозирования. № 2. С. 56–67.

Третьякова Е. Н., Кобышева Н. В. (1960). Хронические неспецифические заболевания детей и их климатическое лечение. — М.: Медгиз. 203 с.

Хайруллин К. Ш. (1973). Методика оценки зимних погодных условий дискомфорта для человека // Труды ГГО. Вып. 303. С. 104–114.

Ревич Б. А., Малеев В. В. (2011). Изменения климата и здоровье населения России. Анализ ситуации и прогнозные оценки. — М.: ЛЕНАНД. 208 с.

Головина Е. Г., Русанов В. И. (1993). Некоторые вопросы биометеорологии. — СПб: Изд. РГГМИ. 90 с.

Головина Е. Г., Трубина М. А. (2000). Информационно-аналитическое обеспечение биометеорологических задач / Сборник докладов Второй Международной конференции «Состояние и охрана воздушного бассейна и водно-минеральных ресурсов курортно-рекреационных регионов, 8–14 октября 2000. Кисловодск. С. 206—210.

Русанов В. И. (1981). Комплексные метеорологические показатели и методы оценки климата для медицинских целей. — Томск: Томский ГУ. 86 с.

Русанов В. И. (2006). Индексы контрастной изменчивости погоды и адаптация человека. / Материалы международной конференции «Погода и биосистемы». — СПб. С. 99

Fanger O. (1973). Thermal comfort; Analysis and Application in Environmental Engineering. — Mc Grow-Hill Book Company. N. V.

АДАПТАЦИЯ СИСТЕМ ЭЛЕКТРОСЕТЕВОГО ХОЗЯЙСТВА К ИЗМЕНЕНИЮ КЛИМАТА

А. Н. Серов¹, А. А. Петерс², Т. Н. Осипова¹

¹Санкт-Петербургский Государственный университет
198262 Санкт-Петербург, Васильевский остров, 10-я линия, 33

²Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
E-mail: peters.ana@mail.ru

Поступила в редакцию 4.02.2016

Поступила после доработки 28.04.2016

Введение

Изменение климата, происходящее в последние десятилетия, сказывается на различных климатических характеристиках. Особое внимание в наблюдаемой нестабильности климатической системы привлекает увеличение повторяемости опасных гидрометеорологических явлений (ОЯ). Это видно на рисунке 1, отражающем число случаев ОЯ за год на территории России за период с 1991 по 2012 годы (Доклад об особенностях климата РФ, 2014). Данный факт вызывает озабоченность в связи с тем, что воздействия ОЯ на объекты хозяйственной деятельности человека приводят к существенному ущербу и экономическим потерям.

По материалам ИРСС затраты, связанные с опасными гидрометеорологическими явлениями в мире в период 1950–2005 гг. возрастали по экспоненте. Это обусловлено в первую очередь техническим прогрессом, появлением систем, в режиме которых не должно быть перерывов, изношенностью большинства сооружений, а так же ростом урбанизации и др. На территории России ОЯ — это основной метеорологический источник природно-техногенных

бедствий и катастроф (IPCC, 2007, Доклад об особенностях климата РФ, 2014).

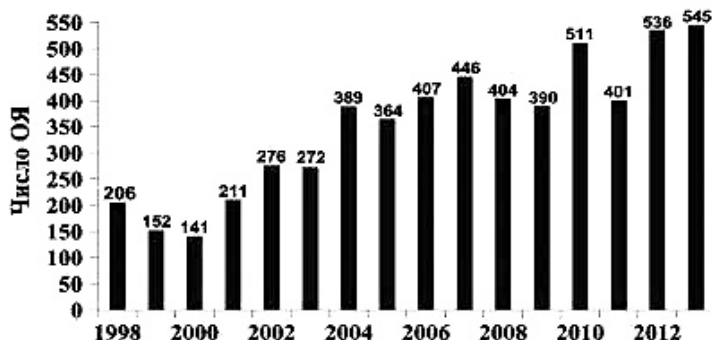


Рис. 1. Число случаев ОЯ в России за 1991–2012 гг.

Таким образом, актуальным является разработка адаптационных мероприятий, направленных на смягчение и нейтрализацию негативного воздействия ОЯ.

Адаптация является приспособлением природных и антропогенных систем к произошедшим или ожидаемым изменениям климата или к их последствиям и зависит от чувствительности, уязвимости и меняющейся во времени приспособляемости систем к этим изменениям. Адаптационная стратегия дополняет меры по смягчению изменения климата и одновременно является альтернативной им (Пудов, 2008). Особенность адаптации технических систем состоит в том, что большинство из них лишь чувствительны к изменениям климата, и только часть из них уязвимы по отношению к этим изменениям в отличие от природных систем, исключительно уязвимых. Тем не менее, изменение климата в целом ряде случаев ведет к колоссальным ущербам в технической сфере.

В настоящей работе представлены результаты оценки рисков уязвимости объектов электросетевого хозяйства и их поражения различными ОЯ (очень сильный ветер, шквал, сильное гололедно-изморозевое отложение (ГИО), сильный ливень, очень сильный дождь, очень сильный снег, крупный град, сильная метель, смерч) для

одиннадцати субъектов Северо-Западного федерального округа: Республики Карелия, Республики Коми, Ненецкого автономного округа, Архангельской, Вологодской, Мурманской, Ленинградской, Новгородской, Псковской областей и города федерального значения Санкт-Петербурга. При проведении расчетов Архангельская область и Ненецкий автономный округ, а также Ленинградская область и город Санкт-Петербург были объединены в две административные единицы.

Дается рекомендация к проведению адаптационных мероприятий и проводится расчет экономического обоснования выбора соответствующих мер для объектов электросетевого хозяйства. Выбор объекта исследования обусловлен тем, что наиболее уязвимой сферой энергетики является инфраструктура электросетевого хозяйства. К числу самых распространенных и дорогостоящих аварий относится падение опор, обрыв и схлестывание проводов, отключение электроэнергии, что составляет 50% от последствий в других секторах: ЖКХ, транспортном и аграрном. Уязвимость усиливает высокая степень морального и физического износа основных фондов электростанций (50–70%). Кроме того в будущем протяженность ЛЭП будет увеличиваться, и если не применять процедур адаптации, даже в условиях небольшой изменчивости случаев ОЯ, это может усилить риск поражения объектов инфраструктуры энергетики (Салль, 2012).

Данные об ОЯ получены из материалов ежемесячников, публикуемых управлениями гидрометеорологической службы (УГМС) за периоды с 1980 по 1990 и с 2000 по 2013 годы.

Оценка рисков ОЯ

Под ОЯ понимается явление, которое по интенсивности развития, продолжительности или моменту возникновения представляет угрозу жизни и здоровью граждан, а также может нанести значительный материальный ущерб (Акентьева, Кобышева, 2011).

Для разработки мероприятий, нейтрализующих и смягчающих действия ОЯ, необходимо количественно оценить потери, связанные с этим явлением. Они в значительной мере зависят от частоты и интенсивности возникновения ОЯ. Однако при прогнозировании ОЯ

как на ближайший срок, так и в долговременном плане, возникает ряд неопределенностей. Поэтому разработке адаптационного мероприятия должно предшествовать определение такого показателя как риск. Риск — вероятностная мера, количественно выражающая положительный и отрицательный эффект природного явления (или человеческой деятельности). Из современных определений риска чаще всего принимается следующее — риск есть функция двух переменных: частоты и последствий нежелательного события (Кобышева и др., 2008). Климатический риск обычно определяют как вероятность негативных последствий или ожидаемых потерь, вытекающую из взаимодействия между метеорологическими опасностями и уязвимостью объекта, включающую его подверженность.

Для расчета климатического риска определяются следующие параметры исследуемого объекта: площадь территории, количество жителей на выбранной территории, величина валового регионального продукта (ВРП) для территории в целом и доля ВРП, приходящаяся на одного жителя. В таблице 1 представлена сводная информация для субъектов Северо-Западного федерального округа.

Таблица 1

Площадь территории, население и валовой региональный продукт субъектов Северо-Западного федерального округа

Область	Площадь, км²	Население, чел.	ВРП, млн руб.
Мурманская	144 902	766 281	307 459
Калининградская	15 125	968 944	277 362
Вологодская	144 527	1 191 010	341 137
Коми	416 774	864 424	490 741
Архангельская	589 913	1 183 323	512 393
Карелия	180 520	632 533	175 975
Ленинградская	83 908	6 967 230	3 189 348
Новгородская	54 501	618 703	177 930
Псковская	55 399	651 108	114 246

Показатель ВРП в ценах для 2013 г. и численность населения для субъектов исследуемого района получены по данным Росстата.

Риск возникновения неблагоприятного последствия от одного случая ОЯ для субъекта РФ оценивался по формуле (Климатические факторы, 2010):

$$P = \frac{n'}{N} \cdot \frac{S}{S}$$

где n' — число лет с явлением,

N — период наблюдений,

S — средняя площадь ОЯ, км²,

S — площадь территории субъекта РФ, км²;

таким образом, n'/N — вероятность ОЯ в целом по субъекту.

При окончательном расчете риска следует учесть максимальное число ОЯ в одном и том же году. Социальный риск $P_{соц}$ представляет собой соотношение между числом людей, подвергшихся воздействию источника опасности, и вероятностью такого события.

Риск нанесения социального ущерба рассматриваемой территории определяется по формуле:

$$P_{соц} = p \cdot \frac{S}{S} \cdot t \cdot m \cdot k'$$

где s — площадь явления,

S — площадь административного района,

m — численность населения административной области,

t — время действия ОЯ или НГЯ,

k — коэффициент агрессивности явления.

Если рассчитывается не вероятность явления, а вероятность лет с явлением, то полученный риск умножается на максимальное число явлений в году (Кобышева, Кобышев, 2012; Акентьева, Кобышева, 2011).

Следует иметь в виду, что уязвимость зависит от степени развития территории, подвергшейся бедствию. Чем более развита экономика, тем больший ущерб возникает при прохождении через нее ОЯ.

Уязвимость также зависит от географических особенностей территории.

Общая формула социального риска или вероятности поражения конкретного (точечного) реципиента имеет следующий вид:

$$P_{соц} = p \cdot \frac{S_i}{S} \cdot \frac{S}{S} \cdot t \cdot m \cdot k ,$$

где s_i — площадь реципиента, км².

Приведенные выше формулы позволяют оценить уязвимость и риски, создаваемые ОЯ для различных реципиентов, т.е. решать задачи оценки рисков на объектном уровне.

Основой экономического механизма управления риском является определение экономического ущерба, создаваемого опасным событием. Совокупный ущерб на данной территории может быть назван экономическим риском ($P_э$):

$$P_э = A \cdot P_{соц} ,$$

где A — коэффициент, называемый ценой риска, полагаемый равным доле ВРП, приходящегося на одного жителя России в день.

Для перехода к экономическому риску необходимо количественно оценить ущерб, используя ВВП. При этом определяется продолжительность каждого ОЯ и рассчитывается доля ущерба за период, равный продолжительности явления.

Методология управления рисками основана на концепции приемлемого (допустимого) риска. Впервые эта методология разработана в Нидерландах и начала применяться в практической деятельности на государственном уровне с 1989 г. Для России рекомендован вариант оценки риска, называемый «светофором» (Быков, 2007). Согласно данному подходу, весь «спектр» значений риска разбивают на 3 области:

- недопустимого (чрезмерного) риска ($\geq 10^{-2}$);
- приемлемого риска ($10^{-3} - 10^{-4}$);
- пренебрежимого риска ($\leq 10^{-5}$) (Кобышева и др., 2008).

В соответствии с приведенными формулами были вычислены риски последствий при возникновении различных ОЯ и экономический риск для субъектов РФ в составе Северо-Западного федерального округа. Оценка допустимости рисков произведена согласно классификации рисков.

Для целей управления риском принимаются следующие условия. Если при оценке риска установлено, что его величина находится в зоне недопустимого (чрезмерного) риска, это означает необходимость принятия серьезных мер по снижению его величины до приемлемого уровня, ввиду недопустимости в хозяйственной деятельности, даже если она выгодна обществу в целом. В зоне приемлемого (контролируемого) риска необходимо оповещение всех лиц и организаций о снижении риска. И, наконец, категория допустимого риска по определению не требует никаких мер. Именно в области приемлемого риска решается вопрос об адаптации на основе экономических оценок для достижения гидрометеорологической безопасности.

В таблице 2 приведены размеры социального и экономического рисков от очень сильного ветра, шквала и ГИО, а также сопутствующие данные о вероятности события и отношения площадей явления и субъекта в целом для каждого региона, входящего в Северо-Западный федеральный округ. Риски возникновения опасного события от воздействия этих ОЯ представлены на рис. 2.

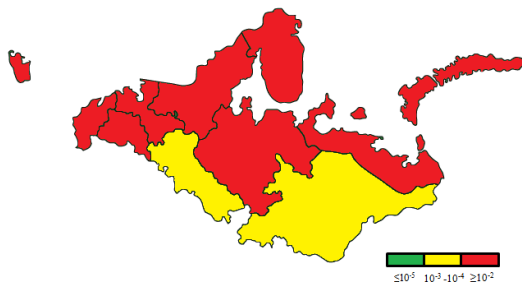
Анализируя результаты таблицы 2, нужно отметить, что только в Вологодской области и Республике Коми риски возникновения опасного события от воздействия очень сильного ветра являются приемлемыми. В остальных субъектах они недопустимы и обусловлены, главным образом, большой вероятностью явления. Исключение составляют Новгородская и Псковская области, где риск возникновения опасного события от воздействия очень сильного ветра является недопустимым при низкой вероятности явления. Для этих субъектов решающим фактором является небольшая площадь территории. Экономические риски варьируют от 3 в Псковской области до 420 млн руб. в Калининградской области.

Таблица 2

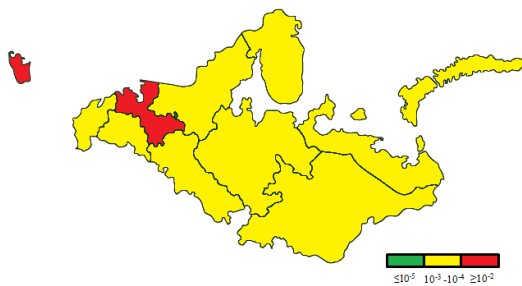
Характеристики ОЯ и рисков, создаваемых ими

Субъект РФ	n'	P	s/S	$P_{соц.}$	$P_{эк.}$	P
<i>Очень сильный ветер</i>						
Мурманская область	23	0,96	0,059	353,2	388,0	$5,6 \cdot 10^{-2}$
Калининградская обл.	8	0,62	0,562	536,2	420,0	$3,4 \cdot 10^{-1}$
Вологодская область	4	0,17	0,059	14,0	10,0	$9,8 \cdot 10^{-3}$
Республика Коми	11	0,46	0,020	4,8	7,5	$9,3 \cdot 10^{-3}$
Архангельская область	19	0,79	0,014	40,5	48,0	$1,1 \cdot 10^{-2}$
Республика Карелия	17	0,71	0,047	59,1	45,0	$3,3 \cdot 10^{-2}$
Ленинградская область	11	0,46	0,101	194,1	243,0	$4,6 \cdot 10^{-2}$
Новгородская область	5	0,21	0,156	8,0	6,0	$3,3 \cdot 10^{-2}$
Псковская область	4	0,17	0,153	6,7	3,0	$2,6 \cdot 10^{-2}$
<i>Шквал</i>						
Мурманская область	2	0,08	0,017	0,012	0,013	$1,4 \cdot 10^{-3}$
Калининградская обл.	3	0,23	0,159	0,207	0,162	$3,6 \cdot 10^{-2}$
Вологодская область	3	0,13	0,017	0,014	0,011	$2,1 \cdot 10^{-3}$
Республика Коми	4	0,17	0,006	0,005	0,007	$1,0 \cdot 10^{-3}$
Архангельская область	5	0,21	0,004	0,035	0,041	$8,0 \cdot 10^{-4}$
Республика Карелия	6	0,25	0,013	0,025	0,018	$3,3 \cdot 10^{-3}$
Ленинградская область	9	0,38	0,029	2,180	2,7	$1,1 \cdot 10^{-2}$
Новгородская область	3	0,13	0,044	0,020	0,015	$5,5 \cdot 10^{-3}$
Псковская область	3	0,13	0,043	0,041	0,019	$5,4 \cdot 10^{-3}$
<i>ГИО</i>						
Мурманская область	15	0,63	0,011	594,9	653	$6,9 \cdot 10^{-3}$
Калининградская обл.	0	0,00	0,106	0,0	0	0
Вологодская область	0	0,00	0,011	0,0	0	0
Республика Коми	2	0,08	0,004	7,8	12,0	$3,0 \cdot 10^{-4}$
Архангельская область	13	0,54	0,003	130,4	154,0	$1,5 \cdot 10^{-3}$
Республика Карелия	11	0,46	0,009	72,3	55,0	$4,1 \cdot 10^{-3}$
Ленинградская область	4	0,17	0,019	415,2	520,6	$3,2 \cdot 10^{-3}$
Новгородская область	2	0,08	0,029	28,4	22,3	$2,4 \cdot 10^{-3}$
Псковская область	7	0,29	0,029	51,4	24,7	$8,4 \cdot 10^{-3}$

a)



б)



в)

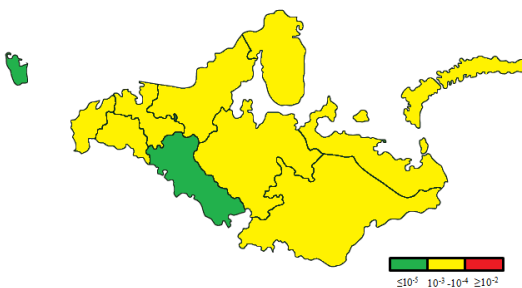


Рис. 2. Риск возникновения опасного события от воздействия очень сильного ветра (а), от воздействия шквала (б), от воздействия ГИО (в).

Экономическое обоснование адаптационных мер по предотвращению последствий ОЯ для электросетевого хозяйства. Метод экономического обоснования проектов

Методы экономического оценивания, используемые в инвестиционных проектах различных сфер деятельности, все более активно внедряются в решение задач прикладной климатологии, которая на современном этапе вынуждена учитывать происходящие и ожидаемые климатические риски, как в краткосрочной, так и долгосрочной перспективе (Акентьева, Кобышева, 2011; Кобышева, Кобышев, 2012; Салль, 2012).

Привлекательность инвестиционных проектов оценивается по целому ряду факторов и критериев, призванных ответить на вопрос, выгодно или невыгодно вкладывать финансы в данный проект, либо, если рассматриваются несколько альтернатив, какой проект является наиболее предпочтительным. Поскольку инвестиционный проект характеризуется определенным разрывом во времени между вложением капитала и получением дохода, возникает необходимость в учете возможных рисков, и прежде всего инфляции. Для объективной оценки сопоставимости расходов и доходов, последние необходимо приводить к их текущей стоимости на момент вложения денег в проект, т.е. провести дисконтирование денежного потока. Ставка дисконтирования отражает скорость изменения стоимости денег со временем.

Экономическая оценка проекта с учетом фактора времени базируется на следующих основных показателях:

1. Оценка срока окупаемости (возврата) инвестиций — *PP* (PayBackPeriod).

Оценка срока окупаемости (*PP*) используется для вычисления периода времени, необходимого для того, чтобы доходы, генерируемые инвестициями, покрыли затраты на проект. При расчете данной характеристики не учитывается временная ценность денег. Это простой (статический) период окупаемости, который определяется как ожидаемое число лет, необходимое для возврата инвестиции:

$$PP = IC / CF,$$

где *IC* — капитальные вложения; *CF* — годовая прибыль.

Более точно можно рассчитать чистый доход для каждого периода денежного потока и путем интерполяции найти точку, в которой он принимает положительное значение. При выборе из нескольких инвестиционных проектов выбирается тот, срок окупаемости которого меньше.

2. Чистая текущая стоимость доходов — NPV (NetPresentValue).

Оценка чистой приведенной стоимости (NPV) — это сумма дисконтированных значений потока платежей, приведенных к ценности денег на момент расчета. Показатель NPV характеризует величину денежных средств, которую инвестор ожидает получить от проекта после того, как денежные притоки окупят его первоначальные инвестиционные затраты и периодические денежные оттоки, связанные с осуществлением проекта. Таким образом, значение NPV может быть интерпретировано как общая прибыль инвестора. Расчет NPV производится по следующей формуле:

$$NPV = \sum_{t=0}^N \frac{CF_t}{(1+i)^t} = -IC + \sum_{t=1}^N \frac{CF_t}{(1+i)^t}$$

где i — ставка дисконтирования,

CF_t — поток платежей (CF — CashFlow) в t период,

N — количество периодов,

IC — величина инвестированного капитала.

Расчет срока окупаемости включает несколько этапов:

- вычисляется дисконтированный денежный поток доходов по проекту, исходя из ставки дисконтирования;
- рассчитывается накопленный дисконтированный денежный поток вплоть до получения первой положительной величины;
- определяется срок окупаемости PPd :

$$PPd = Ypb + (so / So),$$

где Ypb — число лет, предшествующих году окупаемости;

so — остаток невозмещенной стоимости на начало года окупаемости;

So — полный дисконтированный денежный поток в год окупаемости.

Таким образом, реальный срок для возмещения капитала с учетом фактора времени, также как и для простого периода окупаемости PP, находится в точке достижения положительного значения суммированной по периодам прибыли (дохода) от проекта. Чистая текущая стоимость доходов характеризует эффективность инвестиционного проекта и является одним из критериев выбора альтернативы.

3. Внутренняя норма доходности — IRR (InternalRateofReturn).

Значение внутренней нормы доходности (IRR) характеризует процентную ставку, при которой чистый дисконтированный доход NPV равен 0. Значение IRR определяется следующей формулой:

$$NPV = -IC + \sum_{t=1}^N \frac{CF_t}{(1 + IRR)^t} = 0$$

или

$$IC = \sum_{t=1}^N \frac{CF_t}{(1 + IRR)^t}$$

Выбор наилучшего из множества альтернативных проектов в условиях определенности проводится с использованием моделей принятия решений. К их числу относится метод экономических оценок на основе анализа по множеству критериев. Данный подход адаптирован применительно к задачам районирования индексов обеспеченности климатическими ресурсами РФ и расчету их стоимости (Энциклопедия..., 2005). Кроме того, для выбора адаптационных мер в связи с изменениями климата имеются соответствующие подходы, и прежде всего метод анализа реальных опционов (Акентьева, Кобышева, 2011; Салль, 2012).

Технико-экономические характеристики объектов электросетевого хозяйства Северо-Западного федерального округа

В состав объектов электросетевого хозяйства входят воздушные (ВЛ) и кабельные линии электропередач, трансформаторные и иные подстанции, распределительные пункты и оборудование, предназначенное для обслуживания передачи электроэнергии.

Согласно классификации по своему назначению ВЛ делятся на следующие виды:

–сверхдальние с напряжением 500 кВ и более, осуществляют связь отдельных энергосистем;

–магистральные— напряжение 200—300 кВ, предназначены для связи мощных электростанций с распределительными пунктами;

–распределительные— напряжение 35, 110, 150 кВ — для электроснабжения предприятий, населенных пунктов крупных районов, соединяют пункты с потребителями;

–воздушные линии ниже 20 кВ, проводящие электроэнергию к потребителям.

По величине напряжения ВЛ даются следующие характеристики: 1–35 кВ — средний класс напряжения; 110–220 кВ — высокий класс; 330–750 кВ — сверхвысокий; выше 750 кВ — ультравысокий класс напряжения.

Подробное описание объектов электросетевого хозяйства субъектов РФ входящих в Северо-Западный федеральный округ представлено в таблице 3.

Наибольшей плотностью ЛЭП обладают Калининградская, Ленинградская и Псковская области. При этом Калининградская и Ленинградская области имеют наибольшую плотность населения: 64,1 и 83,0 чел./км² соответственно. Наименьшая плотность ЛЭП характерна для Мурманской, Архангельской областей, Республик Карелия и Коми, где и плотность населения также мала.

Таблица 3

Характеристики территорий и объектов электросетевого хозяйства

Субъект РФ	Общая протяженность ЛЭП, км	Плотность ЛЭП, %	Износ основных фондов, %
Мурманская	5280	3,6	74
Калининградская	14039	92,8	
Вологодская	40300	27,9	
Коми	21057	5,1	
Архангельская	26000	4,4	75,7
Карелия	11964	6,6	48,5
Ленинградская	61885	73,8	
Новгородская	23000	42,2	
Псковская	45000	81,2	

**Оценка экономической эффективности модернизации ЛЭП,
мотивированной на снижение риска от сильного ветра, шквала и
ГИО**

В качестве адаптационной меры по предотвращению последствий сильных ветров, шквала и ГИО в условиях оцененных рисков для объектов электросетевого хозяйства, и в первую очередь ЛЭП, принимается стратегия поэтапной модернизации — замены изношенной и устаревшей инфраструктуры на более устойчивые к агрессии ветра и менее затратные конструкции.

Обоснование мер по адаптации объектов передачи электроэнергии к перечисленным ОЯ выполнено с использованием метода экономического оценивания эффективности инвестиционных проектов. Основные показатели метода — сумма предполагаемых вложений в проект, поток доходов, срок окупаемости, уровень доходности.

Объем инвестиций в проект состоит из затрат на материалы, установку, эксплуатацию, контроль состояния опор и линий, плановый ремонт для протяженности электросетей различного напряжения. Электросети высокого и среднего класса напряжения отличаются по степени оснащенности. Последние оснащены хуже, но их протяженность гораздо больше. Аварии ЛЭП — обрыв проводов и прекращение электроснабжения среднего класса напряжения происходят заметно чаще, показателем является число аварий в год. Например, износ объектов инфраструктуры электросетевого хозяйства по Северо-Западному федеральному округу составляет 35–75%. Расчеты для исследуемых субъектов РФ проведены исходя из предположения, что износу подвержено 40% ЛЭП.

Экономический риск, связанный с воздействием определенного ОЯ, характеризует потенциально возможную величину ущерба, наносимого этим опасным явлением, и адекватен величине затрат на ликвидацию последствий, т.е. имеет смысл расхода средств на ответную адаптацию. Отсюда следует, что на территории с известным режимом ОЯ и известным уровнем индустриального развития, капитальные вложения в превентивные меры адаптации поэтапно приведут к снижению экономического риска и будут соответствовать потоку прибыли от реализации проекта.

В качестве годовой прибыли принят суммарный экономический риск, создаваемый такими ОЯ, как очень сильный ветер, шквал, сильное ГИО (таблица 4). В модель экономического оценивания включена величина экономического риска при максимально возможном числе случаев ОЯ в год.

В таблице 5 представлены экономические характеристики проекта по модернизации ЛЭП, направленной на снижение рисков, создаваемых ОЯ. Стоимость установки одного километра ЛЭП с учетом материалов взята по средней цене 850 тыс. руб. (<http://elektrik-master.ru>). В размер прибыли включена средняя статистическая стоимость «жизни» россиянина — 40 млн руб. (Быков, 2007). Этот гуманитарный стоимостный эквивалент рекомендуется учитывать при проведении проектных социально-экономических расчетов, связанных с гибелью людей, а также при оптимизации мероприятий и затрат на

их реализацию, направленных на снижение риска и смягчение последствий чрезвычайных ситуаций.

Таблица 4

Экономический риск (млн руб.), создаваемый опасными явлениями погоды при максимально возможном числе случаев в году

Субъект РФ	Экономический риск, млн руб.			Всего
	Ветер	Шквал	ГИО	
Мурманская	388,3	0,01	654,0	1042,3
Калининградская	420,5	0,16	0,0	420,6
Вологодская	11,0	0,01	0,0	11,0
Коми	7,5	0,01	12,1	19,6
Архангельская	48,0	0,04	154,7	202,8
Карелия	45,0	0,02	55,1	100,1
Ленинградская	243,4	2,73	520,7	766,8
Новгородская	6,3	0,02	22,4	28,7
Псковская	3,2	0,02	24,7	27,9

Таблица 1

Экономические характеристики инвестиции в проект модернизации ЛЭП

Субъект РФ	Протяженность ЛЭП, L км	Инвестиция, IC L × 0,85 млн руб.	Прибыль, CFt млн руб. / год
Мурманская	2112	1 795,2	1 082,0
Калининградская	5615	4 773,30	460,6
Вологодская	16120	13 702,0	51,0
Коми	8422	7 159,4	59,6
Архангельская	10400	8 840,0	242,7
Карелия	4785	4 067,8	140,1
Ленинградская	24754	21 040,9	806,8
Новгородская	9200	7 820,0	68,7
Псковская	18000	15 300,0	67,9

Простой срок окупаемости проекта рассматривался для нескольких уровней масштаба модернизации: 100% ЛЭП, т.е.

гипотетически обеспечение нулевого риска, модернизации 50 % и 20 % ЛЭП. Данные о простом сроке окупаемости для субъектов Северо-Западного федерального округа для различных долей модернизации представлены в таблице 6.

Реальным представляется построение схем экономического обоснования по модернизации 20%-й доли ЛЭП на территории Архангельской, Ленинградской областей и Республики Карелия (зеленые ячейки таблицы), 50%-й доли ЛЭП на территории Калининградской области и 100%-й доли ЛЭП на территории Мурманской области.

Для республики Коми, Вологодской, Новгородской и Псковской областей предложенная адаптационная мера в виде модернизации ЛЭП не выгодна вследствие длительного срока окупаемости проекта (в таблице выделены светло-красным цветом). Для указанных территорий выгодней принять вариант ответной адаптации — ликвидацию последствий.

Таблица 2

Простой срок окупаемости (число лет) для различных долей протяженности ЛЭП

Субъект РФ	Доля протяженности ЛЭП, %		
	<i>100</i>	<i>50</i>	<i>20</i>
Мурманская	2	1	0
Калининградская	10	5	2
Вологодская	269	134	54
Коми	120	60	24
Архангельская	36	18	7
Карелия	29	15	6
Ленинградская	26	13	5
Новгородская	114	57	23
Псковская	225	113	45

В таблице 7 представлены значения чистой текущей стоимости и уточненные сроки окупаемости, на рис. 4 показано изменение

приведенной стоимости NPV во времени при ставке дисконтирования 10% (примерный уровень инфляции).

Таблица 7

Чистая текущая стоимость NPV на момент срока окупаемости и уточненные сроки окупаемости PPd.

Субъект РФ	<i>NPV</i> , млн руб.	<i>PPd</i> , лет
Мурманская область	83	2,1
Калининградская область	70	7,7
Архангельская область	20	13,7
Республика Карелия	47	9,1
Ленинградская область	96	7,7

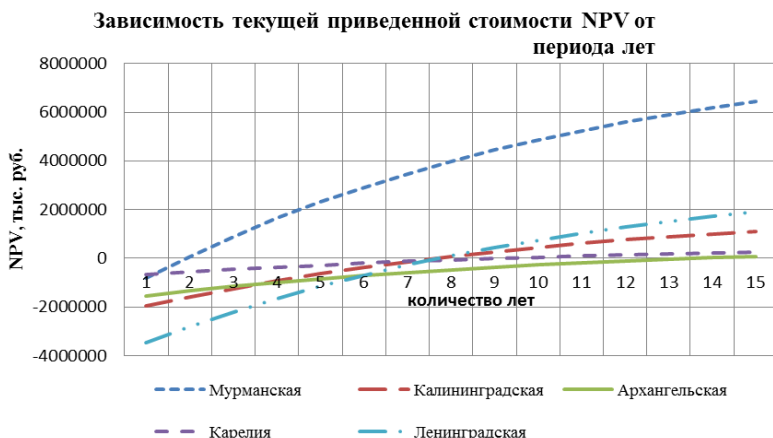


Рис. 3. Зависимость текущей приведенной стоимости NPV от срока окупаемости.

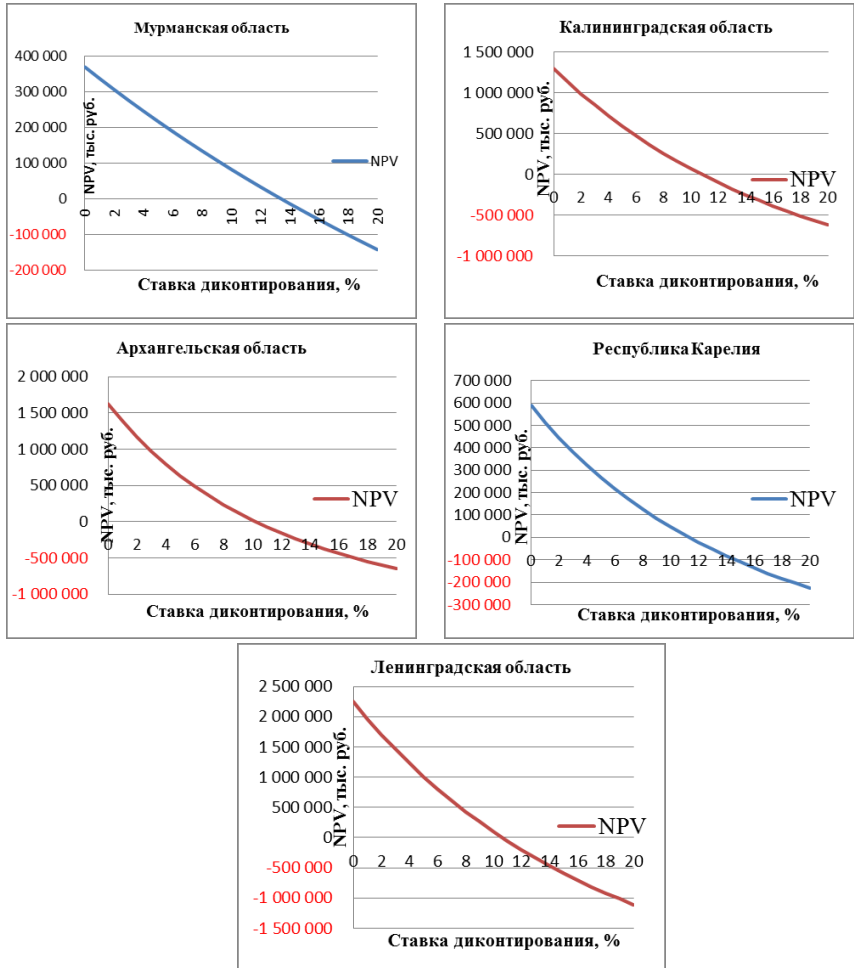


Рис. 4. Значения чистой приведенной стоимости (NPV) при различных ставках дисконтирования для проектов адаптации субъектов РФ.

Уточненные сроки окупаемости *PPd* составляют: в Мурманской области 1,9 года, в Калининградской области 7,7 лет, в Архангельской

области 13,7 лет, в Республике Карелия 9,1 года, в Ленинградской области 7,7 лет.

Для оценок инвестиционной привлекательности рассчитано соотношение прироста капитала к величине инвестиционных затрат (NPV/IC) — чем оно больше, тем выгодней выбранный вариант. Для рассматриваемых субъектов этот показатель колеблется в широком диапазоне. Отношение NPV к IC составляет: в Мурманской области — 1:22, в Калининградской области — 1:34, в Архангельской области — 1:87, в Республике Карелия — 1:18 года, в Ленинградской области — 1:44.

Внутренняя норма доходности (IRR) определялась методом последовательного приближения и графической интерполяции для срока окупаемости рассматриваемого проекта. Так же для каждого проекта был проведен расчет значения IRR. На рисунке 4 представлены соответствующие графики зависимости NPV от величины процентной ставки для каждого субъекта.

Для территории Архангельской области величина NPV близка к нулю, IRR практически совпадает с первоначальной ставкой дисконтирования и составляет 10,2%. Следовательно, проект является предельным по эффективности, а увеличение ставки дисконтирования может сделать его преждевременно убыточным. Практически аналогичная ситуация наблюдается для территорий Калининградской и Ленинградской областей, где IRR составляет 10,8 % и 10,6 %, соответственно. Наибольший уровень рентабельности инвестиций в проект (IRR=13,4%) в Мурманской области. В Республике Карелия параметр IRR составляет 11,3 % (таблица 8).

Таблица 8

Значения внутренней нормы доходности (IRR)	
Субъект РФ	IRR, %
Мурманская область	13,4
Калининградская область	10,8
Архангельская область	10,2
Республика Карелия	11,3
Ленинградская область	10,6

Заключение

- Проведенная оценка рисков возникновения неблагоприятных последствий ОЯ и экономических рисков показала, что большая часть исследуемой территории лежит в зоне недопустимых (чрезмерных) рисков, которые обусловлены как большой вероятностью возникновения ОЯ, так и высокой степенью изношенности объектов инфраструктуры. Однако есть исключения. Так для очень сильного ветра риск возникновения неблагоприятных последствий на территории Новгородской и Псковской областей велик при низкой вероятности возникновения данного ОЯ.

- Предложено несколько вариантов адаптационной стратегии, а именно, поэтапной модернизации с разной степенью замены устаревшей инфраструктуры (100%-я, 50%-я, 20%-я доля замены от части изношенных основных фондов).

- Проекты адаптации имеют разную эффективность для рассматриваемых субъектов РФ. Выбранная адаптационная стратегия наиболее эффективна для Мурманской и Калининградской областей.

- Для территорий Архангельской, Калининградской и Ленинградской областей значения внутренней нормы доходности близки к ставке дисконтирования, что делает проекты адаптации предельными по эффективности, а увеличение ставки дисконтирования может сделать их преждевременно убыточными.

- Для территорий Новгородской, Псковской, Вологодской областей и Республики Коми предложенные адаптационные меры невыгодны. Для этих субъектов РФ наиболее приемлемым вариантом является ответная адаптация — ликвидация последствий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агентьева Е. М., Кобышева Н. В.(2011). Стратегия адаптации к изменению климата в технической сфере России // Труды ГГО. Вып. 563. С. 60–76.

Быков А. А.(2007). О методологии экономической оценки среднестатистической жизни человека (пояснительная записка) // Проблемы анализа риска. Т 4. № 2. С. 178–191.

Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2013 год. (2014) — М.: Росгидромет. 109 с. www.meteorf.ru.

Климатические факторы возобновляемых источников энергии. (2010). / Под ред. Елистратова Е.Е., Кобышевой Н.В., Сидоренко Г.И. — СПб: Наука. 235 с.

Кобышева Н. В., Кобышев Н. А. (2012). Экономическое обоснование выбора возобновляемых источников энергии (на примере Дальневосточного региона России) // Труды ГГО. Вып. 565. С. 22–48.

Кобышева Н. В., Галюк Л. П., Панфутова Ю. А. (2008). Методика расчета социального и экономического рисков, создаваемых опасными явлениями погоды // Труды ГГО. Вып. 558. С. 62–172.

Пудов В. Д. (2008). Возможные пути снижения рисков разрушительного воздействия ураганов (тайфунов) // Проблемы анализа риска. Т. 5. № 1. С. 62–71.

Саль М. А. (2012). Финансы и климатические риски // Труды ГГО. Вып. 565. С. 7–12.

Энциклопедия климатических ресурсов Российской Федерации (2005) / Под ред. Н. В. Кобышевой, К. Ш. Хайруллина — СПб: Гидрометеиздат. 319 с.

IPCC(2007).Climate Change 2007. Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation.A special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on climate Change. — Cambridge University Press, Cambridge, UKand New York, NY, USA.582 p.

http://elektrik-master.ru/ceny_na_stroitelstvo_lep.

**СРАВНЕНИЕ ВЫЧИСЛЕННЫХ И ИЗМЕРЕННЫХ ВЕЛИЧИН
СУММАРНОЙ И РАССЕЯННОЙ РАДИАЦИИ,
ПОСТУПАЮЩЕЙ НА НАКЛОННЫЕ ПОВЕРХНОСТИ, ПО
ДАНЫМ НАБЛЮДЕНИЙ В МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ
ОБСЕРВАТОРИИ МГУ**

В. В. Стадник¹, Е. В. Горбаренко², О. А. Шиловецва², В. А. Задворных¹

¹ Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7

² Географический факультет МГУ им. М. В. Ломоносова,
Метеорологическая обсерватория
119991 Москва, ГСП-1, ул. Академика Хохлова, д. 1, строение 27
E-mail: sun@main.mgo.rssi.ru

Поступила в редакцию 15.02.2016

Поступила после доработки 28.04.2016

Эффективное использование солнечной энергии, поступающей на наклонные поверхности, в частности на поверхности гелиоприемников, требует достоверных данных о солнечной радиации. Особо следует отметить важность учета вклада рассеянной и отраженной радиации в общий поток солнечной энергии при оценке работы гелиоустановок (Dave, Braslau, 1976).

Наблюдения, проводимые на актинометрических станциях, обеспечивают получение данных о солнечной радиации на горизонтальной поверхности. Для определения радиации, поступающей на наклонные поверхности, используются различные математические модели, основанные на измерениях прямой радиации, поступающей на перпендикулярную солнечным лучам поверхность и суммарной радиации на горизонтальную поверхность (Włodarczyk, Nowak, 2009).

Во всех моделях суммарная солнечная радиация (Q_a), поступающая на поверхность с наклоном α , определяется как сумма прямой (S_a), рассеянной (D_a) и отраженной (R_a) радиации.

$$Q_a = S \int_{\tau_1}^{\tau_2} \cos \theta dt + D_a + Q \cdot A_k \cdot \frac{1 - \cos \alpha}{2}. \quad (1)$$

Прямая солнечная радиация, поступающая на наклонную поверхность, рассчитывается по радиации на перпендикулярную поверхность по формуле:

$$S_a = S \int_{\tau_1}^{\tau_2} \cos \theta dt, \quad (2)$$

где S — прямая солнечная радиация на перпендикулярную поверхность,

α — угол наклона поверхности по отношению к горизонтальной плоскости,

θ — угол падения прямого солнечного излучения,

τ_1 — время восхода Солнца,

τ_2 — время захода Солнца.

Для определения рассеянной D_a и отраженной R_a радиации необходимо знать угловое распределение интенсивности этих видов радиации по небосводу.

Основные закономерности прихода рассеянной и отраженной радиации, поступающей на наклонные поверхности, исследованы в работах (Гараджа и др., 1972; Кондратьев, Манолова, 1956, 1957, 1958). Как отмечено указанными авторами, в распределении рассеянной радиации по небосводу выделяются три области с разной интенсивностью: максимум — в околосолнечной зоне, минимум — в вертикале Солнца на угловом расстоянии от светила примерно 90° и вновь увеличение интенсивности рассеянной по направлению к горизонту. Непосредственные измерения и оценки показали, что вклад рассеянной радиации от околосолнечной половины неба составляет около 70–80 % от общего потока рассеянной радиации. Доля отраженной радиации на поверхности, ориентированной в сторону

Солнца, невелика, и даже при альбедо 0,60 она не превышает 20 % (Айзенштат, 1961).

В большинстве теоретических моделей распределение отраженной радиации на наклонную поверхность принимается изотропным, и для ее расчета используется выражение:

$$R_{\alpha} = \frac{Q \cdot A_k \cdot (1 - \text{Cos}\alpha)}{2}, \quad (3)$$

где Q — суммарная радиация на горизонтальную поверхность, A_k — альбедо земной поверхности.

Основные различия между моделями заключаются в способе определения рассеянной радиации. Если принимать распределение рассеянной радиации изотропным, т. е. не зависящим от направления излучения, полученные результаты могут быть весьма приближенными. Количественно определить границы допустимости изотропного приближения радиации очень сложно.

Рассмотрим методы расчета рассеянной радиации на наклонную поверхность южной ориентации, используемые в трех моделях, которые рассматриваются в данной работе.

1. Изотропная модель (Liu, Jordan, 1962), часто применяемая в инженерных расчетах, упрощает определение рассеянной радиации по небосводу, но не всегда дает хорошие результаты.

Согласно этой модели

$$D_{\alpha} = D \cdot \frac{1 + \text{Cos}\alpha}{2}, \quad (4)$$

где D — рассеянная радиация, поступающая на горизонтальную поверхность.

2. В анизотропной модели Клачера (Klucher, 1979) рассеянная радиация описывается выражением:

$$D_{\alpha} = D \cdot \cos^2 \frac{\alpha}{2} \cdot \left[1 + F \cdot \sin^3 \frac{\alpha}{2} \right] \cdot \left[1 + F \cdot \cos^2 \theta \cdot \sin^3 Z \right]. \quad (5)$$

Учет анизотропности рассеянной радиации в этой модели учитывается двумя множителями:

$$\left[1 + F \cdot \sin^3 \frac{\alpha}{2} \right] \text{ — эффект просветления к горизонту,}$$

$\left[1 + F \cdot \cos^2 \theta \cdot \sin^3 Z \right]$ — эффект влияния околосолнечной радиации (солнечного ореола),

где F — модулирующая функция, учитывающая степень покрытия неба облаками:

$$F = 1 - \left(\frac{D}{Q} \right)^2.$$

3. Анизотропная модель Дж. Хей (Hay, Davies, 1980) основана на том, что рассеянная радиация, поступающая на наклонную поверхность, состоит из околосолнечной, приходящей от Солнца, и однородной рассеянной от остальной части небосвода.

$$D_{\alpha} = D \cdot \left\{ \left[\frac{Q - D}{S_0} \right] \cdot \frac{\cos \theta}{\cos Z} + \left[1 - \frac{Q - D}{S_0} \right] \cdot \cos^2 \frac{\alpha}{2} \right\}, \quad (6)$$

где S_0 — внеатмосферная радиация, Z — зенитный угол Солнца.

Для обоснованного заключения о преимуществе той или иной модели необходимы данные измерений солнечной радиации, поступающей на наклонные поверхности. Однако такие наблюдения на регулярной основе не проводились ни в нашей стране, ни за рубежом, а имеющиеся результаты измерений отрывочны и не всегда адекватны.

Ниже приводятся отдельные результаты сравнения имевшихся ранее в нашем распоряжении данных измерений суммарной и рассеянной радиации, поступающей на наклонные поверхности, с рассчитанными по моделям.

По данным измерений суммарной радиации на наклонную ($\alpha = 45^\circ$) и горизонтальную поверхности на станции Геленджик

(1974–1987 гг.) было проведено сравнение относительных значений месячных сумм суммарной радиации ($Q_{\text{накл.}}/Q_{\text{гор.}}$) с результатами расчетов по модели Хея для угла наклона 45° , равного широте места (Стадник, Разгоняев, 2008). Результаты сравнения представлены в табл. 1, из которой следует, что рассчитанные значения средних месячных сумм суммарной радиации на наклонную поверхность ниже наблюдаемых в течение всего года.

Таблица 1

**Относительные значения наблюдаемых и рассчитанных по модели Хея
месячных сумм суммарной радиации $Q' = Q_\alpha / Q_{\text{гор.}}$.**

Геленджик

Месяц	$Q'_{\text{наблюденное}}$	$Q'_{\text{рассчитанное}}$	$(Q'_{\text{набл.}} - Q'_{\text{рассч.}}) / Q'_{\text{набл.}}, \%$
I	1,86	1,81	-2,7
II	1,57	1,51	-3,8
III	1,32	1,21	-8,3
IV	1,14	1,06	-7,0
V	1,00	0,95	-5,0
VI	0,95	0,86	-9,5
VII	0,96	0,88	-8,3
VIII	0,08	1,00	-7,4
IX	1,28	1,23	-3,9
X	1,57	1,46	-7,0
XI	1,88	1,72	-8,5
XII	1,82	1,79	-1,6

В табл. 2 приведены результаты сравнения измерений рассеянной радиации ($D'_{\text{измер.}}$) в Карадаге в июле 1956 г. в течение 7 безоблачных дней (Кондратьев, Манолова, 1956) для различных углов наклона поверхности с рассчитанными по трем моделям — изотропной ($D'_{\text{з}}$), Хея (D'_{2}) и Клачера (D'_{1}). Как следует из сравнения, при безоблачном небе модель Клачера завышает, а изотропная модель и модель Хея занижают рассеянную радиацию по сравнению с ее измеренными значениями.

Таблица 2

Измеренные и рассчитанные значения относительных суточных сумм
рассеянной радиации $D' = D_\alpha / D_{\text{гор.}}$ при безоблачном небе.

Карадаг. 1956 г.

Дата	19.06	20.06	15.07	29.07	31.07	2.08	6.08
	<i>Угол наклона $\alpha = 30$</i>						
$D'_{\text{измер.}}$	1,10	1,12	1,07	1,18	1,17	1,12	1,17
D'_1	1,44	1,43	1,42	1,38	1,40	1,35	1,39
D'_2	1,07	1,06	1,05	1,06	1,09	1,05	1,09
D'_3	1,10	1,08	1,04	1,03	1,05	1,00	1,03
	<i>Угол наклона $\alpha = 50$</i>						
$D'_{\text{измер.}}$	1,18	1,17	1,12	1,25	1,23	1,12	1,24
D'_1	1,37	1,36	1,31	1,31	1,35	1,28	1,34
D'_2	1,03	1,01	0,97	1,01	1,05	1,00	1,06
D'_3	1,09	1,06	0,99	1,01	1,04	0,97	1,02

В настоящей статье приводятся результаты сравнения измеренной суммарной солнечной радиации, поступающей на наклонную поверхность, с рассчитанной по трем упомянутым моделям.

Измерения радиации проводились в Метеорологической обсерватории МГУ (МО МГУ) в течение 14 месяцев: с августа 2014 г. по ноябрь 2015 г. (www.momsu.ru). Пиранометр М-80 был установлен под углом 38° к горизонтальной поверхности и ориентирован строго на юг. В августе 2014 г. прибор был установлен под углом 55° , поэтому наблюдения за этот месяц не анализируются. На широте Москвы выбранный угол наклона 38° обеспечивает наибольший годовой приход солнечной радиации на наклонную поверхность. Пиранометр был подключен к системе автоматизированных измерений МО МГУ, которая обеспечивает получение данных с минутным разрешением. По данным наблюдений была сформирована электронная база часовых, суточных и месячных сумм солнечной радиации и проведена оценка их качества. Сомнительные значения, как правило относящиеся к ранним утренним и поздним вечерним

часам, в расчетах не учитывались. Всего в работе использовано 5300 часовых и 426 суточных значений.

Полученные экспериментальные данные позволяют не только выполнить сравнение измеренных и рассчитанных месячных и суточных сумм радиации, но и проанализировать суточный ход расхождений измеренных и рассчитанных значений при различных условиях облачности.

Суммарная солнечная радиация

В табл. 3 приведены средние за месяц относительные значения суточных сумм суммарной радиации (отношение сумм радиации на наклонную поверхность к суммам на горизонтальную поверхность, $Q_{\text{накл.}}/Q_{\text{гориз.}}$), измеренные и вычисленные по формуле (1), с учетом формул 4, 5 и 6. Значения $Q_{\text{накл.}}/Q_{\text{гориз.}}$ зависят главным образом от ориентации поверхности и высоты Солнца. При использовании этого отношения зависимость от других факторов, включая альbedo подстилающей поверхности и облачность, существенно уменьшается (Кондратьев и др., 1978).

Как следует из рис. 1 и табл. 4, разности между суточными суммами (ΔQ), измеренными и рассчитанными по изотропной модели и анизотропной модели Хея, от месяца к месяцу меняют знак за исключением разностей значений, вычисленных по модели Кларера. Рассчитанные по этой модели суточные значения сумм выше измеренных во все месяцы. Наибольшее превышение (более 10 %) отмечается в осенне-зимний период (с октября по февраль). Расчет по изотропной модели занижает суммарную радиацию весной и летом в среднем на 5 %, в остальные месяцы рассчитанные значения выше измеренных, но незначительно. Расчеты по модели Хея дают противоположную картину — в осенне-зимний период рассчитанная суммарная радиация выше измеренной (до 8–10 %), а весной и летом ниже, но не более чем на 3–4 %.

Таблица 3

Средние за месяц относительные значения суточных сумм суммарной радиации $Q' = Q_{\text{накл.}}/Q_{\text{гориз.}}$, измеренные и рассчитанные по моделям

Месяц	Q' изотр.	Q' Клачера	Q' Хея	Q' измер
<i>2014 г.</i>				
<i>IX</i>	1,27	1,40	1,34	1,30
<i>X</i>	1,43	1,60	1,52	1,40
<i>XI</i>	1,65	1,80	1,76	1,63
<i>XII</i>	1,35	1,43	1,41	1,28
<i>2015 г.</i>				
<i>I</i>	1,49	1,63	1,62	1,48
<i>II</i>	1,53	1,71	1,65	1,54
<i>III</i>	1,35	1,49	1,44	1,42
<i>IV</i>	1,08	1,19	1,12	1,15
<i>V</i>	1,03	1,11	1,06	1,09
<i>VI</i>	0,99	1,05	1,00	1,05
<i>VII</i>	0,98	1,05	1,00	1,04
<i>VIII</i>	1,12	1,20	1,16	1,19
<i>IX</i>	1,28	1,42	1,34	1,37
<i>X</i>	1,37	1,54	1,46	1,47
Среднее	1,28	1,40	1,35	1,31

При сравнении осредненных за весь 14-месячный цикл наблюдений видно, что изотропная модель занижает суммарную радиацию (разность между рассчитанными и измеренными значениями составляет $-2,2\%$), модели Клачера и Хея завышают: разности составляют $+6,9\%$ и $+3,0\%$ соответственно.

Наши выводы в отношении изотропной модели совпадают с выводами зарубежных исследователей (Abdelrahman, Elhadidy, 1986). На основании сравнения данных расчетов и наблюдений, проводимых в Канаде, Саудовской Аравии, Франции и США, делается вывод, что изотропная модель недооценивает приход суммарной радиации при южной ориентации солнечных батарей в любых районах. Модель Клачера летом завышает приход радиации, а зимой занижает.

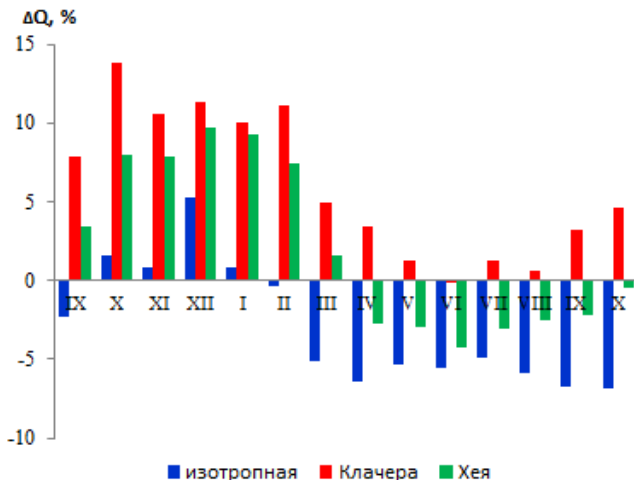


Рис. 1. Разности (ΔQ %) измеренных и рассчитанных значений суточных сумм суммарной радиации ($\Delta Q = (Q_{\text{расч.}} - Q_{\text{измер.}}) / Q_{\text{измер.}}$).

По нашим исследованиям модель Клачера завышает суммарный приход радиации в течение всего года.

Подробный сравнительный анализ рассчитанных по моделям значений солнечной радиации на наклонную поверхность с данными измерений выполнен в фотоэлектрической лаборатории (Solar LAB) во Вроцлаве (Польша) за период с декабря 2002 г. по октябрь 2006 г. (Włodarczyk, Nowak, 2009). Для сравнения использовались 14 наиболее крупных моделей, среди которых были модели, анализируемые в настоящей работе — изотропная, Клачера и Хея. В цитируемой работе сравнение проводилось по статистическим показателям (средней квадратической ошибке, среднему коэффициенте смещения и коэффициенте корреляции). Несмотря на то, что из-за очень ограниченной выборки мы не имели возможности выполнить корректные расчеты аналогичных показателей, качественное сравнение наших результатов в целом совпадает с результатами этого исследования: изотропная модель занижает суммарную радиацию, а модели Клачера и Хея — завышают, причем модель Клачера более существенно.

Таблица 4

Разности (%) между средними за месяц суточными суммами суммарной радиации на наклонную поверхность, измеренными и рассчитанными по моделям

Месяц	Модель		
	изотропная	Клачера	Хея
IX	-2,3	7,9	3,5
X	1,6	13,9	8,0
XI	0,9	10,6	7,9
XII	5,3	11,4	9,8
I	0,8	10,1	9,3
II	-0,3	11,2	7,5
III	-5,1	5,0	1,6
IV	-6,4	3,5	-2,7
V	-5,3	1,3	-2,9
VI	-5,5	-0,1	-4,2
VII	-4,9	1,3	-3,1
VIII	-5,9	0,6	-2,5
IX	-6,7	3,2	-2,2
X	-6,9	4,7	-0,4
<i>Среднее</i>	-2,9	6,0	2,1

По данным измерений в МО МГУ и расчетов по моделям сделано сравнение суточного хода суммарной радиации для трех месяцев разных сезонов — марта, июня и сентября (рис. 2). На рисунках видно достаточно хорошее совпадение суточного хода измеренных значений и рассчитанных по модели Хея. Кривая суточного хода по изотропной модели располагается ниже, а по модели Клачера выше кривой по данным измерений. Во все выбранные месяцы в утренние часы отмечается занижение расчетных значений (отрицательные разности ΔQ), в вечерние — завышение (положительные разности).

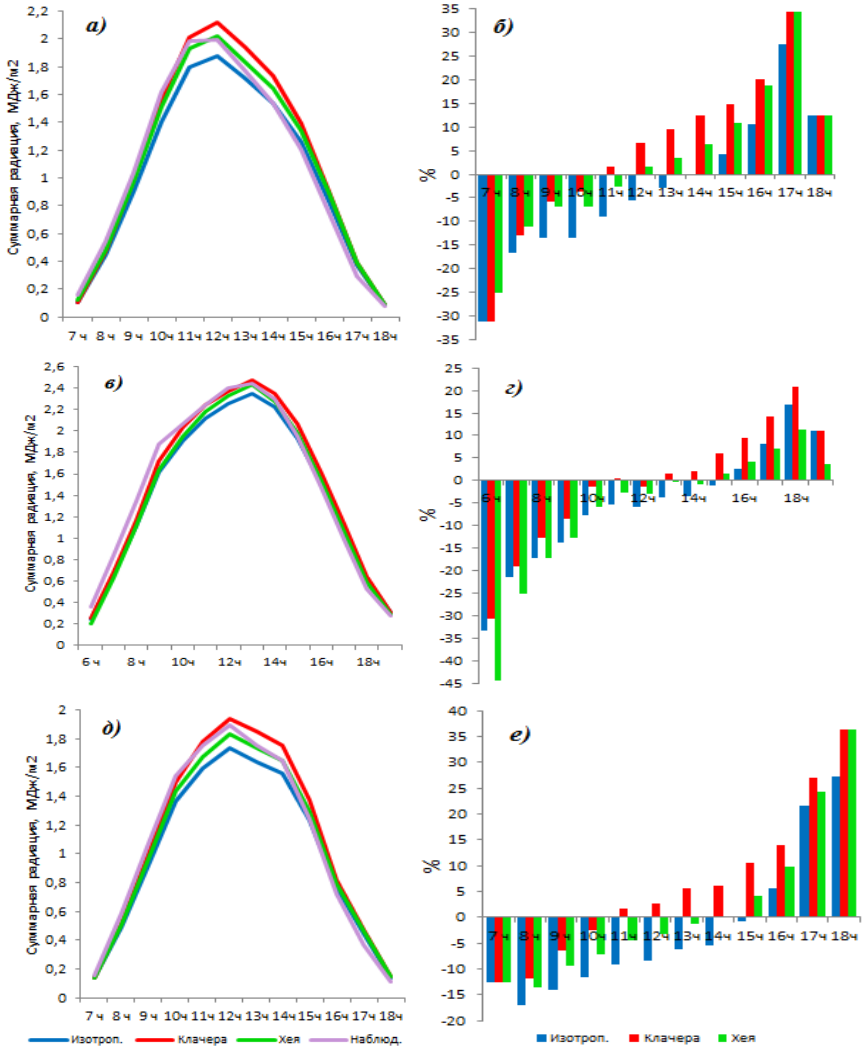


Рис. 2. Суточный ход измеренной и рассчитанной по моделям суммарной радиации, $\text{MDж}/\text{м}^2$ (а, в, д) и расхождений между измеренными и рассчитанными часовыми суммами, % (в, г, е).
а, б — март, в, г — июнь, д, е — сентябрь.

Наибольшие расхождения с измеренными значениями характерны для часовых интервалов, близких к восходу и заходу Солнца с низким приходом радиации. В дневные часы различия с измеренными значениями меньше, и разности имеют разные знаки в зависимости от модели, по которой выполнялся расчет.

Если сравнить значения часовых сумм суммарной радиации в энергоемкий период суток — с 9 до 16 часов (в июне с 8 до 17 часов), то можно отметить уменьшение различий между расчетными и измеренными значениями часовых сумм радиации. За этот период суток изотропная модель в среднем занижает приход радиации в марте на 3,7 %, в июне на 4,7 %, в сентябре на 6,3 %. Модель Кларкера завышает радиацию, наибольшее завышение отмечается в марте — до 6,9 %, наименьшее в июне — 1 %. Модель Хейя в марте также завышает часовые значения суммарной радиации на 3,0 %, а в июне и сентябре занижает на 3,0 и 1,5 % соответственно.

Рассеянная радиация

При проведении наблюдений рассеянная радиация на наклонную поверхность не определялась. Она была вычислена косвенным способом аналогично тому, как было предложено в работах (Котельников, Полтараус, 1975; Schone, 1976) по данным измерений суммарной радиации на наклонную поверхность, рассчитанной прямой радиации (по измерениям S) и отраженной радиации (по измерениям Q и значениям A_k):

$$D_a = Q_a - S \int_{r_1}^{r_2} \cos \theta dt - Q \cdot A_k \frac{1 - \cos \alpha}{2}. \quad (7)$$

Определенная таким образом рассеянная радиация сравнивалась с рассеянной радиацией, рассчитанной по моделям.

Как и в случае с суммарной радиацией, анализировались относительные значения $D' = D_a / D_{\text{зор}}$. Рассеянная радиация на горизонтальную поверхность получена по данным измерений в МО МГУ.

Анализ рассеянной радиации проводился для трех вариантов:

— для реальной облачности,

— для сплошной облачности (пасмурно, 10/10 баллов),

— для безоблачного неба (ясно, 0/0 или при облачности не более 1–3 баллов).

Рассеяние радиации в облачной атмосфере существенно зависит от состояния солнечного диска, форм облаков и расположения облаков по небосводу. В случаях, когда Солнце не закрыто облаками, при определенных азимутах расхождения в отношениях D_a/D_{zop} могут быть значительными, что и проявилось по данным измерений при реальной облачности.

В пасмурную погоду, когда Солнце в течение дня закрыто облаками, отношение стабильно, и сходимость с моделями лучше (табл. 5).

При ясном небе отношение D_a/D_{zop} меняется в широких пределах от месяца к месяцу и от года к году, что наглядно иллюстрирует табл. 5. Различия отношений D_a/D_{zop} за один и тот же месяц четко прослеживаются по результатам, полученным для сентября и октября в 2014 и 2015 гг. Это, возможно, связано с колебаниями радиации, идущей от неба, с разнообразным положением на нем отдельных облаков и их разными рассеивающими свойствами.

При сравнении рассеянной радиации, полученной по модельным расчетам, с измеренной большие различия прослеживаются во все рассматриваемые месяцы, особенно следует отметить период с марта по октябрь 2015 г.

Относительные значения анизотропной рассеянной радиации (вычисленной по моделям Клачера, Хейя и измеренной) при безоблачном небе значительно выше, чем изотропные значения. При этом заметим, что при безоблачном небе рассеянная радиация, вычисленная по изотропной модели, практически не отличается от рассеянной радиации, определенной по анизотропным моделям, при сплошной облачности.

Средние за месяц относительные значения суточных сумм рассеянной радиации $D_{\alpha}/D_{\text{гр.}}$, измеренные и рассчитанные по моделям, при различных условиях облачности. Москва, МГУ

Месяц	Все дни месяца				Пасмурно (10/10 баллов)				Безоблачно			
	Изотроп. модель	Модель Клачера	Модель Хея	Результаты измерений	Изотроп. модель	Модель Клачера	Модель Хея	Результаты измерений	Изотроп. модель	Модель Клачера	Модель Хея	Результаты измерений
	2014 г.											
IX	0,90	1,05	1,01	1,03	0,90	0,90	0,90	0,86	0,89	1,16	1,14	1,28
X	0,90	0,99	1,00	0,96	0,90	0,90	0,90	0,91	0,90	1,14	1,20	1,28
XI	0,90	0,97	1,01	0,97	0,90	0,90	0,90	0,81	0,88	1,24	1,60	1,67
XII	0,90	0,92	0,96	0,94	0,90	0,90	0,90	0,84	0,92	1,10	1,35	1,38
	2015 г.											
I	0,90	0,95	1,00	0,94	0,90	0,90	0,90	0,82	0,93	1,14	1,62	1,80
II	0,90	0,97	1,01	0,96	0,90	0,90	0,90	0,84	0,89	1,20	1,52	1,37
III	0,89	1,03	1,04	1,10	0,89	0,89	0,89	0,83	0,89	1,22	1,33	1,55
IV	0,90	0,98	0,93	1,04	0,90	0,91	0,90	0,89	0,89	1,03	0,92	1,91
V	0,90	0,99	0,92	1,09	0,90	0,90	0,90	0,88	0,89	1,06	0,93	1,65
VI	0,89	0,98	0,91	1,13	0,90	0,90	0,90	0,86	0,90	1,02	0,85	2,06
VII	0,89	0,99	0,91	1,09	0,90	0,91	0,90	0,92	0,89	1,02	0,85	1,80
VIII	0,89	1,04	0,96	1,26	0,89	0,89	0,89	0,81	0,89	1,09	0,97	1,81
IX	0,90	1,03	1,01	1,12	0,89	0,90	0,89	0,86	0,89	1,16	1,20	1,77
X	0,90	1,00	1,01	1,05	0,90	0,90	0,90	0,86	0,90	1,20	1,36	1,42

Таблица 6

**Отношение средних за месяц суточных сумм рассеянной радиации,
рассчитанных по моделям, к измеренным**

	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	
	<i>Изотропная модель</i>														
Все дни	0,87	0,94	0,93	0,96	0,96	0,94	0,81	0,87	0,83	0,79	0,82	0,71	0,80	0,86	
10/10 баллов	1,05	0,99	1,11	1,07	1,10	1,07	1,07	1,01	1,02	1,05	0,98	1,10	1,03	1,05	
Безоблачно	0,70	0,70	0,53	0,67	0,52	0,65	0,57	0,47	0,54	0,44	0,49	0,49	0,50	0,63	
	<i>Модель Клочера</i>														
Все дни	1,02	1,03	1,00	0,98	1,01	1,01	0,94	0,94	0,91	0,87	0,91	0,83	0,92	0,95	
10/10 баллов	1,05	0,99	1,11	1,07	1,10	1,07	1,07	1,02	1,02	1,05	0,99	1,10	1,05	1,05	
Безоблачно	0,91	0,89	0,74	0,80	0,63	0,88	0,79	0,54	0,64	0,50	0,57	0,60	0,66	0,85	
	<i>Модель Хейя</i>														
Все дни	0,98	1,04	1,04	1,02	1,06	1,05	0,95	0,89	0,84	0,81	0,83	0,76	0,90	0,96	
10/10 баллов	1,05	0,99	1,11	1,07	1,10	1,07	1,07	1,01	1,02	1,05	0,98	1,10	1,03	1,05	
Безоблачно	0,89	0,94	0,96	0,98	0,90	1,11	0,86	0,48	0,56	0,41	0,47	0,54	0,68	0,96	

Насколько велик недоучет рассеянной радиации, определенной по моделям, по сравнению с измеренной радиацией, иллюстрирует табл. 6.

При безоблачном небе изотропная модель уменьшает действительную рассеянную радиацию во все сезоны от 30 до 56 %. Наиболее существенный недоучет (50–56 %) отмечается в летний период. Модели Клачера и Хея в период с апреля по сентябрь также дают заниженные значения рассеянной радиации. При сплошной облачности для расчета рассеянной радиации возможно использование любой модели. Изотропная модель, как наиболее простая, дает такую же погрешность, как более сложные анизотропные модели.

Аналогичный вывод был получен в работе Б. В. Полтарауса и В. Г. Котельникова (1975) при оценке изотропного приближения при расчете суточных сумм рассеянной радиации для вертикальных поверхностей при ясном небе в Москве по измерениям в МО МГУ в 1971–1974 гг.

Погрешность расчетов рассеянной радиации при реальной облачности («все дни») по всем моделям практически не выходит за пределы погрешностей измерений пиранометром.

Как отражаются ошибки расчета рассеянной радиации по моделям при реальной облачности на расчетах суммарной радиации, видно из приведенной выше таблицы 4.

Полученные в работе оценки суммарной и рассеянной радиации, поступающей на наклонные поверхности, по данным измерений, проведенных в МО МГУ, сделаны при многих допущениях и должны уточняться, для чего необходима постановка соответствующих экспериментальных исследований. Полученный вывод о недооценке потоков солнечной радиации при использовании в расчетах изотропной модели определения рассеянной радиации подтверждается результатами других исследований. Сделать корректный вывод о преимуществе одной из рассмотренных моделей — Клачера или Хея — пока не представляется возможным.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Айзенштат Б. А. (1961). О поступлении рассеянной радиации на склоны и дно горной долины // Труды ГГО. Вып. 107. С. 84–104.

Гараджа М. П., Евневич Т. В., Незваль Е. И. (1972). Распределение рассеянной солнечной радиации по зонам неба для различных участков спектра при отсутствии облачности // Метеорология и гидрология. № 11. С. 50–56.

Кондратьев К. Я., Манолова М. П. (1956). Приход рассеянной радиации на поверхность склона при безоблачном небе и сплошной облачности // Уч. зап. ЛГУ. № 210. С. 40–46.

Кондратьев К. Я., Манолова М. П. (1957). Угловое распределение интенсивности радиации, отраженной естественными подстилающими поверхностями // Вестн. ЛГУ. № 10. С. 52–58.

Кондратьев К. Я., Манолова М. П. (1958). Дневной ход и дневные суммы рассеянной и суммарной радиации на различно ориентированных склонах // Вестн. ЛГУ. Сер. физ. и хим. № 4. С. 5–16.

Кондратьев К. Я., Пивоварова З. И., Федорова М. П. (1978). Радиационный режим наклонных поверхностей. — Л.: Гидрометеиздат. 215 с.

Котельников В. Г., Полтараус Б. В. (1975). Приход рассеянной радиации на вертикальные поверхности при солнечной погоде в Москве // Метеорология и гидрология. № 12. С. 43–55.

Стадник В. В., Разгоняев Ю. В. (2008). Оценка суммарного прихода солнечной радиации, поступающей на наклонные поверхности // Труды ГГО. Вып. 557. С. 67–84.

Abdelrahman M. A., Elhadidy M. A. (1986). Comparison of calculated and measured values of total radiation on tilted surfaces in Dhahran, Saudi Arabia // Solar Energy. V. 37. P. 239–243.

Dave J., Braslau N. (1976). Importance of the diffuse sky radiation in evaluation of the performance of solar cell // Solar Energy. V. 18. № 3. P. 215–222.

Hay J., Davies J. (1980). Calculation of the solar radiation incident on inclined surface // Proceedings First Canadian Solar Radiation Data Workshop. P. 59–72.

Klucher T. (1979). Evaluation of models to predict insolation on tilted surfaces // Solar Energy. V. 23. P. 111–114.

Liu B., Jordan R. (1962). Daily insolation on surfaces tilted towards the equator // Transactions ASHRAE. V. 67. P. 526–541.

Schone W. (1976). Untersuchungen zur Berechnung der diffusen Himmelsstrahlung auf vertikale Flächen / Vortrag auf dem 1 Bauklimatisches Symp. der Technischtn Institut. Dresden. Mai 1976.

Włodarczyk D., Nowak H. (2009). Statistical analysis of solar radiation models onto inclined planes for climatic conditions of Lower Silesia in Poland // Archives of civil and mechanical engineering. V. 9. P. 127–144.

**РАЗРАБОТКА АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ ТЕХНОЛОГИИ
ПРЕОБРАЗОВАНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЛЯ
ЗАДАЧ ПРИКЛАДНОЙ КЛИМАТОЛОГИИ**

Е. В. Каширина¹, Д. В. Фасолько²

¹Российский государственный педагогический университет им. А.И. Герцена
191186, Санкт-Петербург, набережная реки Мойки, д.48.

²Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
E-mail: fasolechka9107@mail.ru

Поступила в редакцию 23.03.2016

Зачастую, при решении реальных профессиональных задач климатического обслуживания (таких как предоставление потребителям специализированной климатической информации) перед специалистами остро встает вопрос о подготовке начальных данных, которые впоследствии используются в работе. Если же таких задач стоит множество, то подготовка данных может отнять довольно много времени.

Сотрудники лаборатории технической климатологии и опасных явлений Главной геофизической обсерватории имени А. И. Воейкова занимаются обработкой климатических данных для территории РФ (Руководство..., 2008), участвуют в разработке нормативных документов по строительной климатологии (Строительная климатология, 1990). Свои выводы ученые-климатологи основывают на результатах статистической обработки огромных массивов данных метеорологических измерений. Для расчетов чаще всего используют электронные таблицы, каждый раз загружая в них вручную отобранные из разных источников данные. Автоматизация непроизводительного ручного труда специалистов-климатологов по предварительной обработке исходных метеорологических данных могла бы значительно повысить эффективность работы сотрудников

лаборатории за счет высвобождения времени для собственно научной деятельности. Поэтому была поставлена задача — разработать программное обеспечение, которое позволит создать базу данных рядов метеорологических наблюдений для последующих расчетов нормативных климатических показателей, используемых в строительных стандартах, путем автоматизации процесса приведения к единому формату и записи в единую базу данных разноформатных исходных данных.

Исходными данными для прикладных климатических исследований служат применяемые в расчетах осредненные результаты наблюдений за метеорологическими характеристиками. В силу сложившихся обстоятельств исходные данные поступают из разных источников и требуют предварительной унификации для обеспечения возможности дальнейшей автоматизации расчетов.

Исходные данные различаются по структуре данных:

- среднемесячные значения метеорологических характеристик;
- среднесуточные значения метеорологических характеристик.

Исходные данные различаются по формату:

- печатные справочники (справочники, метеорологические ежемесячники);
- файлы в формате *.txt;
- файлы в формате *.doc.

Одним из наиболее часто используемых источников исходных данных служат метеорологические ежемесячники, где помещаются данные метеорологических наблюдений по территории 25 управлений Федеральной службы России по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды. Ежемесячник содержит 13 номеров. В номерах с 1 по 12 публикуются месячные данные метеорологических наблюдений на станциях и постах, а 13 номер содержит годовые выводы за 12 месяцев. Таким образом, учитывая короткий период практики и повторяемость задач, решаемых пользователями, в качестве исходных данных взяли электронную версию метеорологических ежемесячников в формате *.doc, содержащих среднемесячные значения метеорологических характеристик (итоговый годовой выпуск не рассматривался). Из 22 таблиц,

входящих в ежемесячник, наиболее востребованными являются следующие:

Таблица 1. Температура воздуха и поверхности почвы;

Таблица 2. Влажность воздуха;

Таблица 3. Облачность, видимость;

Таблица 4. Скорость ветра;

Таблица 5. Ветер по 16 румбам. Часть 1;

Таблица 6. Ветер по 16 румбам. Часть 2;

Таблица 7. Ветер по 8 румбам, атмосферное давление;

Таблица 8. Осадки — месячные данные станций;

Таблица 9. Осадки — месячные данные постов;

Таблица 22. Данные наблюдений за гололедно-изморозевыми отложениями.

Каждая таблица содержит в первом столбце номер и название станции. Остальные столбцы (их от 17 до 24) содержат усредненные за один месяц значения метеорологических характеристик. В каждом файле может храниться до 22-х таблиц с данными за один месяц более чем 100 метеорологических станций, принадлежащих одному из управлений Росгидромета. Таким образом, для каждого управления Росгидромета каждый год представлен 12-ю файлами, по одному на каждый месяц. Данных в этом формате накоплено более чем за 20 лет.

Для решения поставленной задачи преобразования данных была предложена четырехэтапная технология.

1 этап. Преобразование документов MS Word в текстовые документы.

2 этап. Идентификация таблиц и данных в текстовых документах.

3 этап. Генерация команд SQL для записи данных из таблиц в реляционную базу данных.

4 этап. Создание интерфейса пользователя для работы с базой данных.

Для оптимизации работы на 1 этапе была подобрана свободно-распространяемая программа-конвертер Doc2Txt, которая автоматически преобразовывает в txt-формат большое количество doc-файлов. На вход программы поступает адрес папки, в которой все файлы *.doc конвертируются в *.txt. Поскольку конвертер запускается

из командной строки, для удобства пользователей была написана программная оболочка на языке Visual Basic 6.0, позволяющая в графическом режиме ввести список папок, автоматически включая подпапки, в которых необходимо произвести конвертацию. В результате работы программы получаются файлы ежемесячников в txt-формате, содержащие табличные значения без разделителей.

Сложность решения задач 2-го этапа — извлечение табличных данных из файлов метеорологических ежемесячников в формате *.txt, не содержащих табличных разделителей, — обусловлена следующими факторами:

а) псевдо-табличное представление данных, при котором материал выглядит как текстовый документ без форматирования, но разделителей между данными нет;

б) количество значений в строке таблицы не постоянно. В некоторых ячейках таблицы встречаются повторяющиеся значения, например, дата, когда случился абсолютный минимум температуры воздуха (может быть в течение месяца одна, две или три). В других ячейках значение может просто отсутствовать;

в) присутствие в документе MS Word скрытых символов;

г) состав таблиц в файлах ежемесячника не постоянен, например, таблица «Гололедно-изморозевые отложения» в файлах летних месяцев не представлена ввиду отсутствия летом значений этих метеорологических характеристик.

Фрагменты текстового файла, содержащего значения метеорологических характеристик, показаны на рисунках 1 и 2. Представленные фрагменты позволяют оценить сложность исходных данных. Фрагмент на рисунке 1 содержит повторяющиеся значения в поле «Дата», фрагмент на рисунке 2 содержит неоднородные данные с большим количеством пропусков.

Таблица 1. ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА И ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ
 Месяц 2 Год 2009 Вып. 13

С Т А Н Ц И Я	ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА, градусы											
	Сред.			Средня			Абс.			Абс.		
	макс.	мин.	Дата	макс.	мин.	Дата	макс.	мин.	Дата	макс.	мин.	Дата
5. Даниловка	-4.8	-1.7	-7.6	2.3	17	-19.0	3	18	28			
7. Пелласовка	-6.2	-2.4	-10.1	2.3	5	-18.7	22	24	17	28		
8. Камышин	-6.3	-3.8	-8.7	1.2	5	-18.5	22	21	28			
29. Семикаракорск, А	-0.2	2.6	-2.2	8.4	13	-14.6	4	7	17			
30. Таганрог, МГ	1.0	3.6	-0.8	9.2	13	-7.8	22	23	5	15		
31. Ростов-на-Дону, АМЦ	0.2	3.0	-1.8	10.3	5	-9.0	22	23	8	17		
32. Б.Мартыновка	0.4	3.5	-1.9	12.4	13	-11.5	4	6	17			
120. Сулак, высокогорная	-6.9	-2.8	-9.7	3.5	14	-17.5	19	22	28			

Рис. 1. Фрагмент таблицы метеорологических характеристик с повторяющимися значениями.

Таблица 22. ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ГОЛОЛЕДНО-ИЗМОРОЗЕВЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ

Месяц 2 Год 2009 Вып. 13

С Т А Н Ц И Я	Но- мер	ВИД	Продолжи-		Величина				
			Начало	Продолжи-	Начало	Продолжи-			
	случ-	ОТЛОЖЕНИЯ	отложе-	ния	отложе-	ния			
			ния	на- случ.	ния	отложе-			
	ТИО		рас-	Диа-	Толщи-				
			та Время	та- жения	метр, на, Вес,				
			та часы	ния	ни мм г				
136. Шаджатгаз	10 ИЗ		27	0	2	6	1	0	
	18 ИЗ		1	10	12	23	24	9	64
	19 ИЗ	ИК	17	17	35	36	5	3	Пост.п
							46	10	224
141. Нальчик	20 ИЗ						29	24	40
	21 ИЗ		23	10	9	19	75	34	Пост.п
	18 ГЛ		26	20	11	11	9	7	
152. Владикавказ	19 ГЛ		1	20	11	33	4	2	
	20 ГЛ		22	16	17	40	24	20	32
	Переход с предыдущего		25	17	9	18	1	1	
	19 ГЛ		1	18	19	1	1	1	

Рис. 2. Фрагмент таблицы метеорологических характеристик со строками разной структуры.

Для распознавания данных, имеющих переменную структуру, было решено использовать регулярные выражения (Каширина, Кадочников, Степаненко, 2015). Регулярное выражение — это метаязык, описывающий грамматику языка-объекта (Фридл, 2001)

Язык-объект в данном случае является автоматным (регулярным). Регулярные выражения являются средством составления шаблонов, с помощью которых в заданном тексте может проводиться поиск и сопоставление последовательностей символов любой сложности. Язык регулярных выражений включает набор управляющих кодов для идентификации специфических типов символов и для группирования частей подстрок и промежуточных результатов таких действий. В качестве примера ниже приведены регулярные выражения для образцов текста, представленных на рисунках 1 и 2.

Регулярное выражение для заголовка таблицы 1 «Температура воздуха и почвы»: $(\wedge *(\text{Таблица } *[0-9]+\backslash.) + (\text{ТЕМПЕРАТУРА ВОЗДУХА И ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ}) *\$)$.

Регулярное выражение для строки данных таблицы 1: $\wedge \{0,2\}([0-9]\{1,3\})\backslash.([\backslash.A-Яа-я ,A-Za-z']\{22\}) *([0-9-]\{6\}) ([- 0-9.]\{6\}) ([- 0-9.]\{6\}) ([- 0-9.]\{6\}) ([- 0-9]\{6\}) ([- 0-9.]\{5\}) ([-0-9]\{6\}) ([0-9 -]\{4\}) ([0-9 -]\{5\}) ([-0-9]\{4\}) ([-0-9]\{4\}) ([-0-9]\{4\}) ([-0-9]\{4\}) ([-0-9]\{4\}) ([-0-9]\{6\}) ([-0-9]\{4\}) ([-0-9]\{6\}) +([0-9 -]\{4\}) *\$$.

Регулярное выражение для заголовка таблицы 22 «Гололедно-изморозевые отложения»: $\wedge *(\text{Таблица } *[0-9]+\backslash.) +(\text{ДААННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ГОЛОЛЕДНО-ИЗМОРОЗЕВЫМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ}) *\$$.

Регулярное выражение для строки данных таблицы 22: $\wedge \{0,2\}([0-9]\{1,3\})\backslash.([\backslash.A-Яа-я ,A-Za-z']\{22\}) *([0-9 -]\{3\}) ([A-Я -]\{15,18\}) ([0-9 -]\{2\}) ([0-9 -]\{2\}) ([0-9 -]\{3\}) ([0-9 -]\{3\}) ([0-9 -]\{3\}) ([0-9 -]\{3\}) ([0-9 -]\{3\}) ([\backslash.0-9 -]\{5\}) ([0-9 -]\{3\}) ([0-9 -]\{3\}) ([\backslash.0-9 -]\{5\}) ([0-9 -]\{3\}) ([0-9 -]\{3\}) *\$$.

Для решения задач 2 и 3 этапов была разработана программа на языке C++ с использованием библиотек Boost 1.56.0 для обработки регулярных выражений и Qt 4.8.6 для построения графического интерфейса и взаимодействия с СУБД. Программа выполняет три основные функции, представленные в главном меню:

— разбор неструктурированного текста с использованием библиотеки регулярных выражений Boost.Regex и формирование команд на языке для записи значений метеорологических характеристик в таблицы реляционной базы данных СУБД SQLite;

— выполнение команд SQL СУБД SQLite;

— выгрузку значений метеорологических характеристик из базы данных СУБД SQLite в формат CSV, распознаваемый, в том числе, электронными таблицами Microsoft Excel.

Разработанная программа предназначена для специалистов-климатологов, не владеющих навыками непосредственной работы с системой управления базами данных (СУБД). Использование программы позволяет накапливать в единой базе расшифрованные таблицы метеорологических ежемесячников, а затем отбирать необходимые данные в любом заданном временном диапазоне и сохранять их в универсальном формате, совместимом с электронными таблицами.

В качестве примера использования данной программы можно привести типовую задачу, которая часто стоит перед климатологами: вычисление климатических параметров в режиме максимальной гололедной нагрузки. Для расчета гололедных нагрузок используются данные инструментальных метеорологических наблюдений над обледенением проводов гололедного станка, которые содержатся в метеорологическом ежемесячнике в таблице 22. Из метеорологических ежемесячников раньше вручную отбирались данные из таблицы 22 и переводились в формат электронных таблиц Microsoft Excel, что занимало довольно много времени и ресурсов. Сейчас, благодаря разработанному продукту, процесс автоматизировался.

На рисунке 3 представлено рабочее окно программы, с которым работает специалист-климатолог для решения данной задачи. Далее происходит выгрузка этой таблицы в формат CSV. И затем идет уже работа в электронных таблицах Microsoft Excel.

Меню Управление: МЕТ7 Год: 12 Месяц: 10/10 Таблицы

Гололедно_Изморозевые_Отложения

ИД_УТР	ГОД	МЕСЯЦ	ЮМЕР_СТАНЦИИ	СТАНЦИЯ	НОМЕР_СЛ_ГРУ	Вид_Отложения	Дата_Начала	Время_Начала	одежд_Нарастае	Случ_отложения	намер_Отложен	Толщина
1	МЕТ7	2002	2	ННДА	8	ИК	31	17	8	11	2	2
2	МЕТ7	2002	3	САЛЕВАРД	6	ИК	15	3	4	12	2	1
3	МЕТ7	2002	3	САЛЕВАРД	7	ИК	25	3	28	65	3	1
4	МЕТ7	2002	3	САЛЕВАРД	8	ИК	31	15	12	24	2	1
5	МЕТ7	2002	4	НОВЫЙ_УРЕНГ... 20		ИК	14	13	2	30	2	1
6	МЕТ7	2002	4	НОВЫЙ_УРЕНГ... 21		ИК	29	15	9	73	5	3
7	МЕТ7	2002	7	ПИТОЯР	4	ИК	1			20		

Рис. 3. Интерфейс программы преобразования текстовых таблиц сложной структуры в электронные таблицы.

На данный момент созданная при помощи данной технологии и на основе электронных метеорологических ежемесячников база данных гололедно-изморозевых наблюдений охватывает почти все УГМС на территории России и может быть использована в работе.

Стоит заметить, что технология требует доработки по двум направлениям:

1) отладка имеющихся регулярных выражений по мере выявления дополнительных структур данных в обрабатываемых таблицах;

2) создание регулярных выражений для других таблиц метеорологического ежемесячника (с 10 по 21).

Несмотря на имеющиеся недостатки, технология внедряется в рабочий процесс лаборатории технической климатологии и опасных явлений ГГО. С ее помощью были выполнены многие типовые задачи, связанные с гололедными и гололедно-ветровыми нагрузками, а также эта технология активно использовалась в процессе подготовки обновления нормативных документов по гололедным нагрузкам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Каширина Е. В., Кадочников Д. Е., Степаненко Ф. Н. (2015). Опыт применения регулярных выражений для извлечения табличных данных из документов MS Word // В сб.: Новые образовательные стратегии в современном информационном пространстве. Материалы международной научной конференции 17–28 ноября 2014 года. — СПб: Изд-во РГПУ им. А. И. Герцена. С. 236–240.

Руководство по специализированному обслуживанию экономики климатической информацией, продукцией и услугами (2008) / Под ред. Н. В. Кобышевой. — СПб. 336 с.

Строительная климатология: Справочное пособие к СНиП 23 01 99 (1990). — М.

Фридел Дж. (2001). Регулярные выражения. — СПб: Питер. 352 с.

**ОБЩИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СМЕРЧЕЙ РОССИЙСКОЙ
АКВАТОРИИ ЧЕРНОГО МОРЯ ЗА ПЕРИОД
С 2014 ПО 2015 ГОД**

О. В. Калмыкова, В. М. Шершаков

Научно-производственное объединение «Тайфун»
249038, г. Обнинск Калужской обл., ул. Победы, 4

e-mail: kov@feerc.ru,
shershakov@rpatyphoon.ru

Поступила в редакцию 10.03.2016
Поступила после доработки 4.04.2016

Введение

Смерч — сильный маломасштабный вихрь в виде столба или воронки, направленный от облака к подстилающей поверхности. Большие скорости ветра, а также пониженное давление воздуха внутри смерча, создающее эффект насоса — втягивания окружающих предметов внутрь воронки, определяют разрушительные способности смерчей, которые нередко отмечаются по пути их перемещения.

В последние годы в различных странах мира отмечается увеличение количества и интенсивности быстроразвивающихся опасных природных явлений, в том числе смерчей. Среди публикаций по данной тематике можно встретить ряд работ, посвященных исследованию климатических особенностей смерчей в США (Kelly et al., 1978), Турции (Kahraman et al., 2014), Бразилии (Nunes et al., 2011), Германии (Dotzek et al., 2010), Испании (Gaya et al., 2011), Хорватии (Renko et al., 2013) и Греции (Sioutas, 2003).

В Российской Федерации наиболее смерчопасной территорией является акватория Черного моря. Смерчи как правило формируются над акваторией Черного моря, существуют в среднем 10–15 минут и по своей интенсивности в большинстве случаев относятся к категории

EF0 по усовершенствованной шкале Фудзиты (скорость ветра в смерче составляет 29–37 м/с, причиняемые смерчем разрушения отсутствуют либо незначительны). При определенных условиях смерчи могут выходить на сушу и тем самым наносить ущерб инфраструктуре Черноморского побережья.

В данной статье рассматриваются общие характеристики смерчей, зафиксированных в 2014–2015 гг. в российской акватории Черного моря, включающие в себя их пространственное распределение, статистические данные по ним, степень конвективной неустойчивости атмосферы в моменты наблюдения смерчей, тип и характеристику структуры материнского облака смерчей, а также их классификацию по усовершенствованной шкале Фудзиты.

Целью работы является рассмотрение особенностей смерчей российской акватории Черного моря и формирование конечного архива данных о смерчах за рассматриваемый период для его последующего использования при разработке программных средств повышения эффективности работы российской системы предупреждения о возможном формировании смерчей над Черным морем.

1. Характеристика исходных данных и методов их анализа

Основным источником информации о смерчах за рассматриваемый период времени послужила Европейская база данных об опасных метеоявлениях (European Severe Weather Database — ESWD) (<http://www.eswd.eu/>), которая была сформирована по публикациям очевидцев событий в сети Интернет. В состав исходного архива вошли следующие сведения: дата, время (при наличии), временная погрешность наблюдения (при наличии), ближайший к месту наблюдения населенный пункт, координаты смерча и их пространственная погрешность (при наличии), фотографии смерча (при наличии) и дополнительная информация, приведенная очевидцами событий (при наличии).

Каждое из опубликованных сообщений о смерче было детально изучено на предмет наличия фотографий самого смерча и логической

непротиворечивости имеющихся сведений. Сообщения без фотографий не учитывались при дальнейшем рассмотрении.

Дополнительно был проведен анализ соответствия имеющейся информации о каждом смерче с наличием облачной ячейки над местом его регистрации в рассматриваемый момент времени (рис. 1).

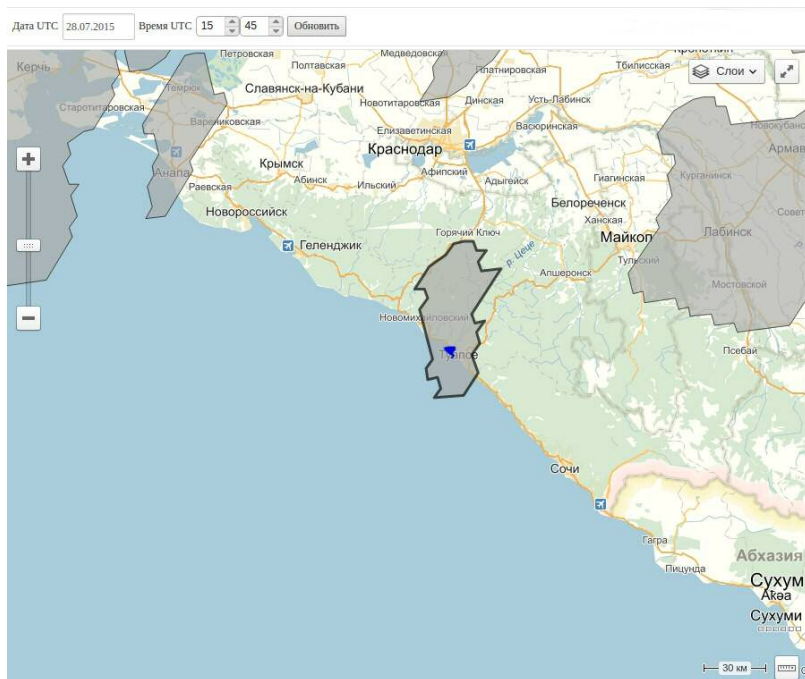


Рис. 1. Пример идентификации материнской облачной ячейки смерча вблизи Туапсе 28 июля 2015 г.

Для выделения границ облачных ячеек и прослеживания их перемещения во времени было использовано программное обеспечение SAFNWC/MSG (<http://nwcsaf.org>), разработанное для обработки данных от геостационарных искусственных метеоспутников Земли. В качестве исходных спутниковых данных были использованы данные европейского метеорологического

спутника Meteosat-10 (MSG3) с полным циклом сканирования равным 15 минутам. По результатам выделения границ облачных ячеек все смерчи из исходного списка сообщений были разделены на три категории:

- достоверные — подтверждённые наличием материнской облачной ячейки смерча,
- вероятные — достоверность которых не была полностью установлена ввиду отсутствия спутниковых данных за рассматриваемый интервал времени,
- возможные — для которых отсутствуют сведения о времени наблюдения смерча.

Для оценки типа материнского облака смерчей были использованы данные системы гронопеленгации на Северном Кавказе (Аджиев и др., 2013). Для рассмотрения были выбраны два типа облаков: грозовое (кучево-дождевое) и не грозовое (кучевое). Классификация облака осуществлялась для смерчей отнесенных к категориям достоверных и вероятных. Материнское облако смерча классифицировалось как грозовое, если в пределах, установленных для него границ (для достоверных смерчей) или в окрестности смерча (для вероятных смерчей) регистрировалась грозовая активность в интервале времени его наблюдения. В противном случае облако классифицировалось как не грозовое. Оценка вертикальной структуры материнского облака смерчей осуществлялась по имеющимся фотографиям.

Степень конвективной неустойчивости атмосферы в моменты наблюдения смерчей оценивалась по разности температуры поверхности моря (Sea Surface Temperature — SST) и температуры воздуха на уровне 850 гПа (T850). Такая разность является одним из предикторов эмпирического метода прогнозирования водяных смерчей, разработанного канадской метеослужбой (Szilagyi, 2009). В качестве источника данных о температуре поверхности моря были использованы данные объективного анализа центра NCEP/NOAA США (http://polar.ncep.noaa.gov/sst/rtg_low_res/). Источником данных о температуре воздуха на уровне 850 гПа послужили результаты расчетов по модели GFS (<http://www.nco.ncep.noaa.gov/pmb/products/gfs/>).

2. Анализ общих характеристик смерчей

За период с 2014 по 2015 гг. в российской акватории Черного моря было зафиксировано 78 смерчей. Из них 70 смерчей были отнесены к категории достоверных, 4 — к категории вероятных и 4 — к категории возможных. На рис. 2 показано пространственное положение рассматриваемых смерчей, а на рис. 3 приведены статистические данные о них.

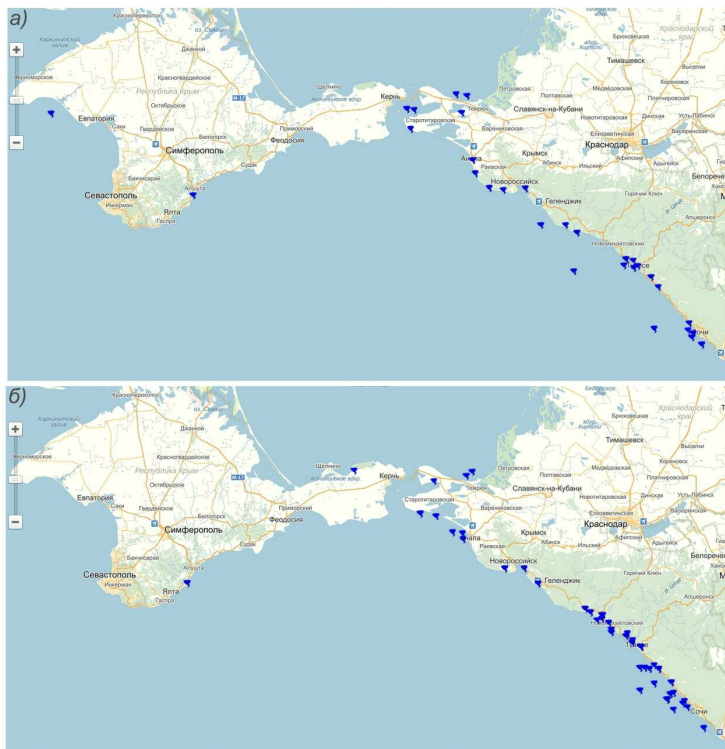


Рис. 2. Положение смерчей, зафиксированных в акватории Черного моря России: в 2014 (а) и в 2015 (б) годах.

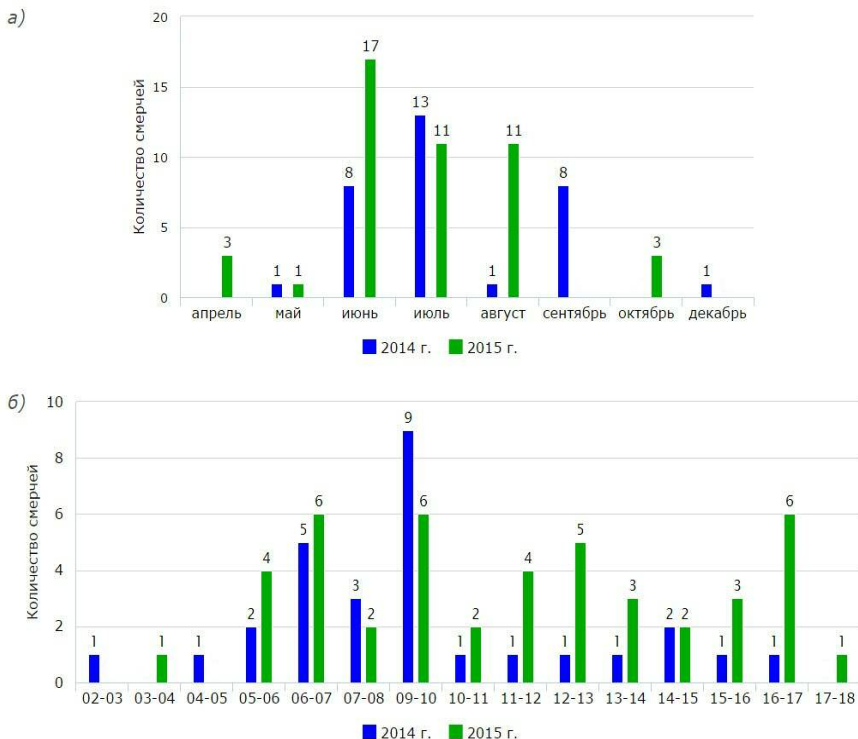


Рис. 3. Годовой (а) и суточный (б) ход количества смерчей, зафиксированных над акваторией Черного моря у берегов России за период с 2014 по 2015 гг.

Из рис. 2 видно, что смерчи возникали вдоль побережья Краснодарского края, а также Республики Крым. Больше всего смерчей наблюдали вблизи Туапсе и Сочи.

В 2014 г. в российской акватории Черного моря в течение 23 дней было зафиксировано 32 смерча, а в 2015 г. в течение 20 дней — 46 смерчей. При этом при некотором увеличении количества смерчей в 2015 г. число дней со смерчами уменьшилось по сравнению с 2014 г. Этот факт связан с ростом случаев массового появления

смерчей в пределах некоторого участка территории и некоторого промежутка времени, так называемой вспышки смерчей (outbreak). Так, если в 2014 г. зафиксирован всего один день, когда в течение нескольких часов было зарегистрировано более трех смерчей, то в 2015 г. число таких дней было больше трех.

В 2014 г. сезон смерчей в российской акватории Черного моря продлился с мая по сентябрь, а в 2015 г. — с апреля по октябрь. Редким явлением стал смерч в конце декабря 2014 г. Наибольшее количество смерчей было отмечено в июне и июле (рис. 3а). В течение суток смерчи чаще всего возникали с 6 до 7 и с 9 до 10 ч. по ВСВ (рис. 3б).

Анализ данных о грозových разрядах показал, что для 22 смерчей из категорий достоверных и вероятных отмечалась гроззовая активность в интервале времени их наблюдения, т. е. их материнское облако было гроззовым. Для остальных смерчей их материнское облако можно отнести к не гроззовому типу.

По данным ESWD 21 июля 2014 г. вблизи Анапы в море возник смерч, который впоследствии вышел на сушу и нанес ущерб личному имуществу отдыхавших на побережье людей. Материнское облако данного смерча было гроззовым. Опираясь на данные сведения, рассматриваемый смерч по его интенсивности можно отнести к категории EF1 по усовершенствованной шкале Фудзиты (диапазон скоростей ветра 38–49 м/с, умеренные разрушения). Для остальных смерчей очевидцами событий отмечалась небольшая ширина воронки, небольшая продолжительность времени их существования, а также тот факт, что смерчи имели малую траекторию своего перемещения или же были практически неподвижны и распались в море. Все это позволяет отнести их к категории EF0 по усовершенствованной шкале Фудзиты.



Рис. 4. Смерч в районе Сочи 24 августа 2015 года (фото с сайта www.blogsochi.ru).

Фотографии очевидцев событий говорят о том, что материнское облако большинства смерчей имело хорошо развитую вертикальную структуру (рис. 4).

Для каждого смерча из категорий достоверных и вероятных были проанализированы значения SST в точке с координатами смерча в момент его наблюдения. На рис. 5а показано распределение разности фактической SST и среднемесячной SST для месяца, в котором возник смерч. Из рис. 5а видно, что в большинстве случаев в моменты возникновения смерчей фактическая SST была выше среднемесячной SST.. На рис. 5б представлено распределение разности фактической. Из рис. 5б видно, что для большинства рассматриваемых смерчей разности температур составляют SST и T_{850} от 10 до 20 °С, исключением стали смерчи, возникшие в приграничной с Азовским морей области, для которых разность температур была менее 5 °С.

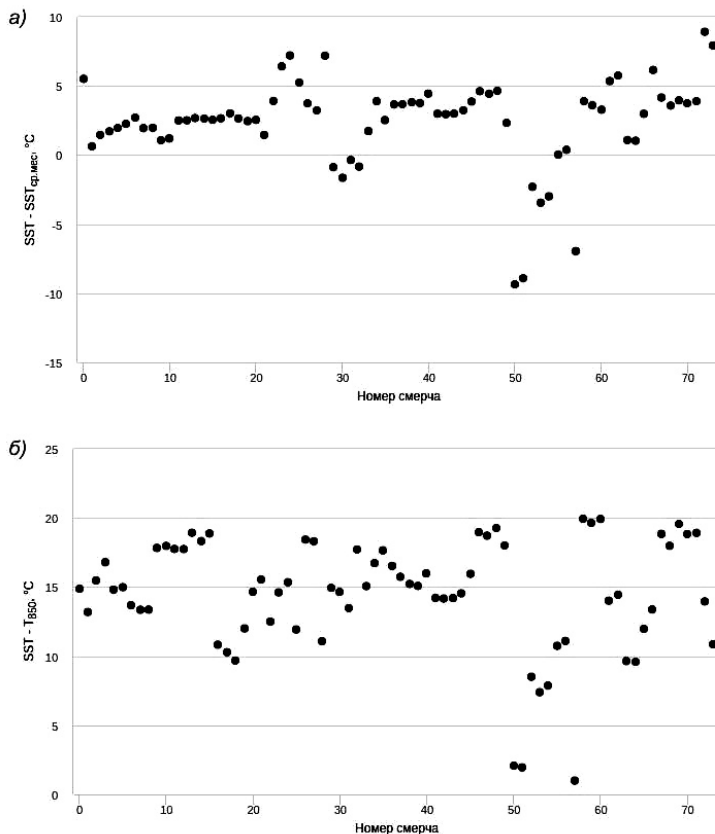


Рис. 5. Значения $SST - SST_{\text{ср. мес.}}$ и $SST - T_{850}$ для случаев регистрации смерчей в акватории Черного моря у побережья России за период с 2014 по 2015 гг.

В целом отмеченный контраст температур говорит о существовании крайне неустойчивых условий, которые, по-видимому, и способствовали образованию восходящих потоков воздуха, ставших потенциалом для формирования смерчей.

Заключение

В данной работе были рассмотрены общие характеристики смерчей российской акватории Черного моря за период с 2014 по 2015 г. Были выделены особенности их пространственного и временного распределения, дана общая оценка степени конвективной неустойчивости атмосферы в моменты их регистрации, а также общая характеристика типа и вертикальной структуры материнского облака смерчей. Отмечено увеличение количества смерчей, а также расширение временных границ сезона их наблюдения в 2015 г. по сравнению с 2014 г.

По результатам работы был сформирован конечный архив случаев регистрации смерчей в российской акватории Черного моря за рассматриваемый период.

Впоследствии данный архив будет использован для детального анализа метеоусловий, которые способствовали возникновению смерчей, с целью выделения наиболее эффективных предикторов смерчопасных ситуаций в рассматриваемом регионе. Конечным результатом комплекса проводимых работ являются программные средства повышения эффективности работы российской системы предупреждения о возможном формировании смерчей над Черным морем.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аджиев А. Х., Стасенко В. Н., Тапасханов В. О. (2013). Система грозопеленгации на Северном Кавказе // *Метеорология и гидрология*. № 1. С. 5–11.

Dotzek N., Emeis S., Lefebvre C., Gerpott J. (2010). Waterspouts over the North and Baltic Seas: Observations and climatology, prediction and reporting // *Meteorologische Zeitschrift*. V. 19. № 1. P. 115–129.

Gaya M., Llasat M.-C., Arus J. (2011). Tornadoes and waterspouts in Catalonia (1950–2009) // *Natural Hazards and Earth System Sciences*. V. 11. P. 1875–1883.

Kahraman A., Markowski P.M. (2014). Tornado Climatology of Turkey // *American Meteorological Society*. V. 142. P. 2345–2352.

Kelly D.L., Schaefer J. T., MaNulty R. P., Doswell C. A., Abbey R. F. (1978). An Augmented Tornado Climatology // *Monthly Weather Review*, V. 106. I. 8. P. 1172–1183

Nunes L. H., Bona L., Candido D. H. (2011). Tornado and Waterspout Climatology in Brazil (2011) / 6th European Conference on Severe Storms. Palma de Mallorca. Spain. October 3–7, 2011.

Renko T., Kozaric T., Tudor M. (2013). An assessment of waterspout occurrence in the Eastern Adriatic basin in 2010: Synoptic and mesoscale environment and forecasting method // Atmospheric Research. V. 123. P. 71–81.

Sioutas M. V. (2003). Tornadoes and waterspouts in Greece // Atmospheric Research. V. 67. P. 645–656.

Szilagyi W. (2009). A waterspout forecasting technique / 5th European Conference on Severe Storms. Landshut. Germany. October 12–16, 2009.

АМПЛИТУДНО-ГИПЕРБОЛИЧЕСКИЙ МЕТОД МЕСТООПРЕДЕЛЕНИЯ МОЛНИЕВЫХ РАЗРЯДОВ

И. И. Кононов, А. В. Снегуров, В. С. Снегуров, И. Е. Юсупов

Главная геофизическая обсерватория им. А.И.Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул.Карбышева, 7
E-mail:info@alwes.ru

Поступила в редакцию 25.02.2016.....

Поступила после доработки 21.03.2016

В основе функционирования развернутой на европейской территории России и Урале грозопеленгационной системы (ГПС) местоопределения молниевых разрядов и грозовых очагов с аппаратно-программным комплексом (АПК) версии «Алвес 9.07» (Снегуров, 2010; Снегуров и др., 2012), лежит минимально-избыточный четырехпунктовый разностно-дальномерный алгоритм (в последующем А4), обеспечивающий однозначное определение координат импульсного излучателя с контролируемой точностью. Однако современные тенденции развития подобных систем направлены не только на дальнейшее увеличение точности местоопределения, но и на повышение эффективности (вероятности) обнаружения молниевых разрядов всех типов, развивающихся как между облаком и землей, так и внутриоблачных. Это необходимо для решения задач, связанных с надежным обнаружением и лоцированием грозовых очагов на разных стадиях их развития, с оценкой текущего состояния грозовой активности и степени ее грозоопасности, а также с краткосрочным прогнозом тенденций будущего развития.

На первый взгляд представляется возможным решить задачу повышения эффективности системы простым повышением чувствительности приемных пунктов и снижением порогов регистрации, что должно увеличить долю срабатываний не только от

большого количества сильноточных обратных ударов в землю, но и от более слабых разрядов, возникающих в активной фазе развития внутриоблачных молниевых вспышек. В процессе развертывания и эксплуатации рассматриваемой ГПС подобные операции были сделаны в порядке эксперимента в ряде пунктов. В результате количество срабатываний этих пунктов удалось увеличить в несколько раз по сравнению с другими пунктами. Однако, как показали результаты уже предварительной обработки данных локации гроз, выявилась и негативная сторона такой модернизации, связанная с трудностями идентификации временных отсчетов в идентификационных пакетах, содержащих кратные срабатывания наиболее чувствительных пунктов. Она проявилась в заметном увеличении количества одиночных, рассеянных на большой площади в пределах внутренней части оперативной зоны обслуживания системы уединенных точек, ложно отображающих местоположение отдельных разрядов. Во внешней части системы (за пределом линии, описывающей ее крайние пункты) нередко наблюдается формирование узких, вытянутых на десятки (а иногда и сотни) километров зон грозовой активности.

Как показал детальный анализ системных погрешностей, проведенный по данным работы системы (Кононов и др., 2014), такие ситуации в основном связаны с наличием в идентификационных пакетах временных отсчетов, формируемых от разных участков разрядного процесса. Особенно часто они возникают в пределах лидерной, либо внутриоблачной фаз развития молниевых вспышек, имеющих выраженную пачечную структуру импульсного электромагнитного излучения (ЭМИ), при которой идентификационные пакеты содержат кратные срабатывания отдельных пунктов. Задача исключения такого рода ошибок, явившаяся одной из целей последующей модернизации ГПС, отчасти была решена путем усложнения алгоритма обработки, включающего специальную процедуру пространственно-временной кластеризации местоположений, формируемых по временным отсчетам таких идентификационных пакетов (Кононов и др., 2014). Использование этого алгоритма позволило существенно увеличить точность

местоопределения отдельных разрядов и качество отображения грозовой активности. Однако достигнуть этого удалось ценой заметного снижения эффективности обнаружения и увеличение чувствительности пунктов фактически не привело к улучшению этого параметра.

Другим возможным способом увеличения эффективности обнаружения ГПС может послужить применение *трехпунктового алгоритма* (А3) местоопределения, используемого либо самостоятельно, либо в качестве дополнения к рабочему системному алгоритму А4. Очевидно, что повышение эффективности А3 достигается простым включением в процедуру обработки и местоопределения идентификационных пакетов, данных от трех пунктов регистрации. Количество таких пакетов, исключаемых при использовании А4, может быть достаточно большим, что иллюстрируется таблицей 1, в которой представлены данные, характеризующие распределение общего числа идентификационных пакетов (1765), сформированных за часовой интервал регистрации атмосфериков 13.08.2013 г. (00.01 UTC), по группам, включающим временные отсчеты для 3, 4, 5, 6, 7 и более разных пунктов.

Таблица 1

Распределение количества идентификационных пакетов, содержащих срабатывания от заданного количества разных пунктов

Число пунктов	3	4	5	6	7	>7
Количество пакетов	668	333	201	122	104	337

Как видно из данных, приведенных в таблице, количество идентификационных пакетов, содержащих временные отсчеты только из трех пунктов, составляет заметную долю (38 %) от их общего количества. При работе А4 эти события с очевидностью исключаются из последующего анализа, в то время, как при использовании А3 в анализе участвуют все пакеты, включающие времена срабатываний от трех и более пунктов. Следовательно, в такой же пропорции можно ожидать увеличения и эффективности системы. Величина доли

тройных срабатываний может меняться по сравнению с приведенным значением в несколько раз, как в меньшую, так и в большую сторону. Но в среднем выигрыш может быть весьма значительным.

Однако известно, что при использовании АЗ возникает проблема, связанная с неоднозначностью гиперболических решений. Возможные способы ее решения состоят в добавлении в структуру комплектации системы устройств, обеспечивающих формирование линий положения, отличных от гипербол. Например, в составе ИМРАСТ-комплектации американской сети NLDN используются рамочные пеленгаторы. Однако добавление этих достаточно дорогостоящих устройств заметно увеличивает стоимость развертывания, калибровки и последующей эксплуатации системы в целом.

Исследование возможности решения этой проблемы путем использования регистрируемой в разнесенных пунктах и транслируемой на центральный сервер ГПС информации об амплитудах принимаемых сигналов (их первых или максимальных полуволн) является целью и содержанием настоящей работы.

Поскольку амплитудный метод применяется лишь в качестве вспомогательного инструмента в составе гиперболической системы, то ее высокие точностные характеристики полностью сохраняются. При этом требования к точности амплитудных измерений (включая амплитудную калибровку) могут быть существенно ниже, чем это необходимо при их использовании в самостоятельной многопунктовой амплитудной (дальномерной) системе местоопределения.

Обсуждение амплитудного (дальномерного) алгоритма начнем с рассмотрения простейшей двухпунктовой плоской задачи (в декартовой системе координат), геометрия и обозначения которой представлены на схематическом рис. 1. Будем полагать, что два регистрирующих пункта 1 и 2 с базовым отрезком d_{12} , совмещенным с осью OX , имеют координаты $(x_1, 0)$ и $(x_2, 0)$. На рисунке изображены две пары окружностей (черного и зеленого цветов), отношение радиусов которых соответствует заданному фиксированному значению. Эти окружности касаются друг друга в точках с координатами x_1 и x_r , расположенных на линии, совпадающей с базой d_{12} .

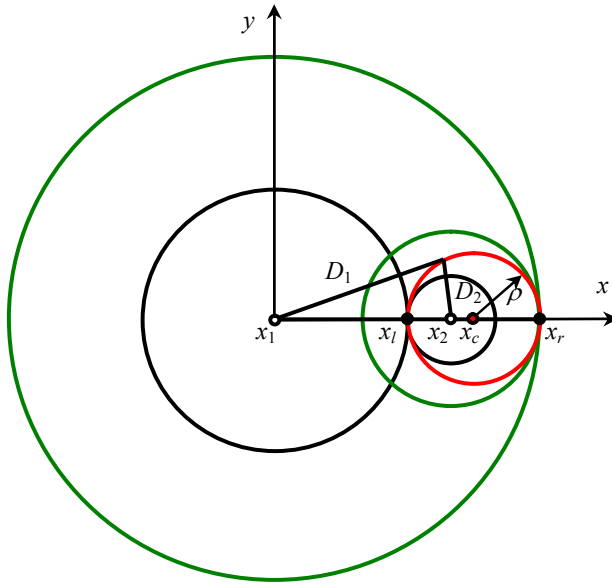


Рис. 1. Геометрия и обозначения двухпунктовой амплитудной системы местоопределения. Окружности черного и зеленого цветов, соответствующие заданному соотношению амплитуд, касаются в точках, лежащих на базовой линии и на продолжении ее. Аполлонов круг, выделенный красным цветом, является геометрическим местом всех точек, соответствующих заданному отношению.

Геометрическим местом точек, соответствующих заданному отношению расстояний D_2/D_1 до пунктов регистрации, является так называемый Аполлонов круг (АК), окружность, изображенная на рис. 1 красным цветом. Центр окружности, также помеченный красной точкой, всегда располагается на прямой, совпадающей с базовым отрезком d_{12} и являющейся ее продолжением.

Измеряемым параметром является отношение амплитуд сигналов, принятых в пунктах регистрации: $\delta = \frac{A_1}{A_2}$. При известной

зависимости амплитуды от расстояния до источника излучения это значение может быть трансформировано в отношении расстояний, которое позволяет оценить параметры упомянутой выше окружности (положение ее центра x_c и значение радиуса ρ) и использовать ее уравнение в различных алгоритмах местоопределения.

Как показывают расчетные оценки (Kononov et. al., 2006), на удалениях до 400...500 км, где амплитуда атмосферика определяется первой полуволной его «земной» составляющей, ее зависимость от дальности D может быть с приемлемой точностью описана обратно-степенной аппроксимацией вида:

$$A = A_0 \left(\frac{D_0}{D} \right)^\gamma, \tag{1}$$

где A_0 — амплитуда сигнала на расстоянии D_0 .

Значение показателя степени γ зависит от типа источника и проводимости трассы распространения. Для большинства атмосфериков нормального типа и трасс с значениями проводимости почвы $10^{-2} \dots 10^{-3}$ См/м, характерными для большей части европейской территории России, величина γ лежит в интервале $1 \dots 1,2$. Для более высокочастотных сигналов (например, лидеров) верхняя граница γ может достигать $1,4$.

Для приведенной аппроксимации отношение расстояний связано с измеряемым значением δ соотношением:

$$\frac{D_2}{D_1} = (\delta)^\gamma. \tag{2}$$

Параметры Аполлонова круга (x_c и ρ) определяются соответственно полусуммой и полуразностью значений координат левой (внутренней) x_l и правой (внешней относительно базы) x_r точек пересечения им оси ОХ, которые в обозначениях рис. 1 равны соответственно:

$$x_l = \frac{x_2 \delta^{1/\gamma} + x_1}{\delta^{1/\gamma} + 1}, \quad x_r = \frac{x_2 \delta^{1/\gamma} - x_1}{\delta^{1/\gamma} - 1}. \tag{3}$$

Если начало системы координат совместить с центром базы, считая $x_1 = -\frac{x_0}{2}$ и $x_2 = \frac{x_0}{2}$, то соотношения для параметров АК принимают вид:

$$r_c = x_0 \left(\frac{\delta^{2/\gamma} + 1}{\delta^{2/\gamma} - 1} \right), \quad \rho = 2x_0 \frac{2x_0 \delta^{1/\gamma}}{\delta^{2/\gamma} - 1}. \quad (4)$$

Нахождение соответствующих параметров АК для систем, состоящих из трех и более пунктов, решается аналогичным способом путем соответствующего преобразования системы координат (перенос начала и поворот) для каждой пары входящих в ее состав пунктов.

Приведем формулы, используемые при таких преобразованиях для произвольной пары пунктов в рамках более строгой сферической модели Земли с привлечением известных решений для прямых и обратных геодезических задач из монографии (Морозов, 1979). Напомним, что решение *прямой геодезической задачи* предполагает отыскание координат φ_2 , λ_2 второй точки отрезка геодезической линии и ее обратный азимут α_2 по заданным координатам φ_1 , λ_1 , начальному азимуту α_1 первой точки и его угловой длине σ . Решение *обратной геодезической задачи* предполагает по заданным координатам первой φ_1 , λ_1 и второй φ_2 , λ_2 точек отрезка найти расстояние σ между ними, прямой азимут α_1 в первой точке и обратный азимут α_2 во второй точке.

Алгоритм решения задачи отыскания координат точки пересечения двух АК строится следующим образом. Первоначально по известным координатам (φ_1, λ_1) и (φ_2, λ_2) двух пунктов регистрации ПР1 и ПР2 как решение обратной геодезической задачи находится азимут α_1 из первого пункта на второй и угловое расстояние σ_{12} между пунктами:

$$\alpha_1 = \arctg \left[\frac{\sin(\lambda_2 - \lambda_1) \cos \varphi_2}{\cos \varphi_1 \sin \varphi_2 - \sin \varphi_1 \cos \varphi_2 \cos(\lambda_2 - \lambda_1)} \right]. \quad (5)$$

После этого по величине $\delta = \left(\frac{A_1}{A_2} \right)^y$ рассчитываются угловые расстояния до левой $\sigma_{лев} = \frac{\sigma_{12}}{a(1+\delta)}$ и правой $\sigma_{i\delta} = \frac{\sigma_{12}}{a(1-\delta)}$ границ АК₁ и, путем решения прямой геодезической задачи, находятся широта и долгота $\varphi_{лев}, \lambda_{лев}$ левой и правой $\varphi_{np}, \lambda_{np}$ границ круга решений

$$\begin{aligned} \varphi_{лев} &= \arcsin(\sin \varphi_1 \cos \sigma_{лев} + \cos \varphi_1 \sin \sigma_{лев} \cos \alpha_1), \\ \lambda_{лев} &= \lambda_1 + \arctg \left(\frac{\sin \sigma_{лев} \sin \alpha_1}{\cos \varphi_1 \cos \sigma_{лев} - \sin \varphi_1 \sin \sigma_{лев} \cos \alpha_1} \right). \end{aligned} \quad (6)$$

Формулы расчета координат правой границы аналогичны и здесь не приводятся.

Параметры кругов решений (координат центров и величин радиусов) находятся как полусуммы и полуразности значений координат их левой и правой границ, рассчитываемых с использованием приведенных выше формул.

Искомые оценки координат источника амплитудным (дальномерным) методом находятся как точка S пересечения окружностей, соответствующих различным парным комбинациям пунктов трехпунктовой системы. В соответствии с обозначениями рис. 2, по уже найденным сферическим радиусам первого σ_{1S} и второго σ_{2S} кругов решений (Аполлоновых кругов) и координатам их центров (1, 2) порядок расчетов координат источника S следующий:

- 1) вычисляется сферическое расстояние σ_{12} между центрами кругов:

$$\sigma_{12} = \arccos[\sin \varphi_1 \sin \varphi_2 + \cos \varphi_1 \cos \varphi_2 \cos(\lambda_2 - \lambda_1)];$$

- 2) находится угол из центра первого круга на точку пересечения S (по теореме косинусов):

$$\beta_1 = \arctg\left(\frac{\sin \beta_1}{\cos \beta_1}\right), \text{ где}$$

$$\cos \beta_1 = \frac{\cos \sigma_{2S} - \cos \sigma_{1S} \cos \sigma_{12}}{\sin \sigma_{1S} \sin \sigma_{12}}, \sin \beta_1 = \pm \sqrt{1 - \cos^2 \beta_1};$$

- 3) рассчитывается азимут из центра первого круга на центр второго круга (из обратной геодезической задачи):

- 4)

$$\alpha_{12} = \arctg\left[\frac{\sin(\lambda_2 - \lambda_1) \cos \varphi_2}{\cos \varphi_1 \sin \varphi_2 - \sin \varphi_1 \cos \varphi_2 \cos(\lambda_2 - \lambda_1)}\right];$$

- 5) вычисляется азимут на точку пересечения:

$$\alpha_{1S} = \alpha_{12} - \beta_1;$$

- 6) рассчитываются широта и долгота точки пересечения окружностей S (из прямой геодезической задачи), являющиеся координатами источника:

$$\varphi_S = \arcsin(\sin \varphi_1 \cos \sigma_{1S} + \cos \varphi_1 \sin \sigma_{1S} \cos \alpha_{1S}),$$

$$\lambda_S = \lambda_1 + \arctg\left(\frac{\sin \sigma_{1S} \sin \alpha_{1S}}{\cos \varphi_1 \cos \sigma_{1S} - \sin \varphi_1 \sin \sigma_{1S} \cos \alpha_{1S}}\right).$$

Перейдем к обсуждению проблем, связанных с возможностью использования амплитудного метода для однозначного выбора гиперболической оценки местоположения трехпунктовым алгоритмом АЗ.

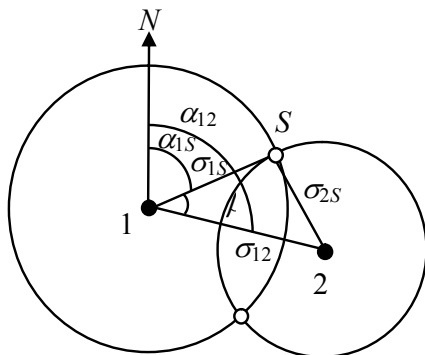


Рис. 2. Аполлоновы круги, соответствующие двум базовым линиям трехпунктовой амплитудной дальномерной системы, и обозначения параметров, используемых для расчета координат их точек пересечения, определяющих местоположение источника излучения.

Влияние неоднозначности и возможность ее устранения зависит от взаимного пространственного положения полученных решений, которое, в свою очередь, определяется положением излучателя относительно системы пунктов, участвующих в формировании оценок. Для иллюстрации на рис. 3а, б приведены кривые, соответствующие разностно-дальномерным (гиперболы) и амплитудным (окружности) линиям положения, рассчитанные с использованием приведенных выше соотношений для системы из трех пунктов 1, 2, 3, расположенных в вершинах равностороннего треугольника. Звездочками помечены позиции центров Аполлоновых кругов, соответствующих базам d_{12} и d_{13} (заметим, что центр окружности, так же, как и фокус гиперболы, соответствующие базе d_{23} , на рисунке 3б отсутствуют, т. к. находятся далеко за его границами).

Основная особенность приведенных рисунков состоит в различии положений источника излучения относительно системы пунктов, приводящая к значительному отличию положений гиперболических решений. На рис. 3а излучатель находится в пределах внутренней

зоны системного треугольника. На рис. 3б излучатель располагается вне внутренней зоны системы на некотором удалении от ее центра. Как видно из приведенных рисунков, в первом случае в поле рисунка находится лишь одна точка пересечения гипербол.

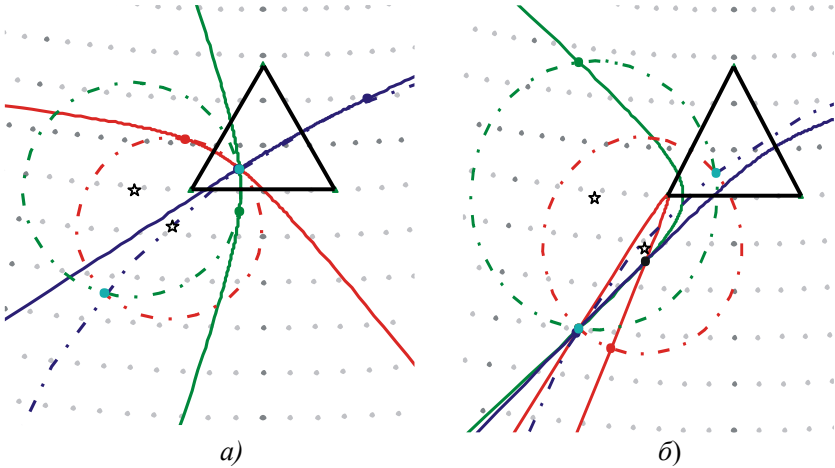


Рис. 3. Иллюстрации, характеризующие относительное положение оценок местоположений источника, полученных при совместном использовании амплитудного и гиперболического методов, а) при расположении излучателя в пределах внутренней части рабочей зоны системы, б) при нахождении излучателя вне рабочей зоны системы.

В этой же точке пересекаются также все окружности и любые парные комбинации окружностей и гипербол. В условиях рис. 3 наблюдается заметное сближение двух гиперболических решений, одно из которых соответствует истинному положению источника, а другое — его ложному отображению. Важной особенностью приведенных рисунков является то обстоятельство, что в окрестности гиперболического решения, соответствующего истинному положению излучателя, располагается одна из двух точек пересечения окружностей, а также окружностей и гипербол. При отсутствии погрешностей измерения параметров все эти решения сливаются в

одну точку, в то время, как вторые (ложные) решения разбросаны на значительных удалениях друг от друга. При наличии погрешностей пространственная структура решений меняется, однако, по-прежнему, точные решения образуют существенно более плотные сгущения, нежели их ложные эквиваленты. Это обстоятельство является основой решения поставленной задачи использования амплитудного метода для устранения неоднозначности гиперболической оценки.

Качественные выводы, сделанные на основании приведенных рисунков, подтверждаются более детальными модельными расчетами. Оказывается, что при расположении источника в пределах внутренней зоны системы или в ближайшей окрестности от ее границ второе (ложное) решение находится за пределами земной полусферы, в центре которой расположена система. В этих случаях проблема с неоднозначностью гиперболических оценок вообще не возникает. Более того, подобная ситуация имеет место не только для точек внутренней области, но и для значительных ареалов за ее пределами.

Сказанное иллюстрируется рис. 4, на котором приведены оценки местоположений, соответствующих как точным, так и ложным гиперболическим решениям. При расчетах позиции излучателя менялись с шагом 1^0 , располагаясь в узлах широтно-долготной сетки, образующей поле рисунка. Кружками на рисунке изображены положения решений, при отсутствии погрешностей измеряемых параметров совпадающие с позициями излучателя. При этом кружки серого цвета отображают область, для которой второе решение находится далеко за границами рисунка, и проблема выбора правильного решения практически не возникает, Кружки красного цвета соответствуют позициям источника, для которых два решения сближаются настолько, что выбор одного из них в качестве оценки истинного положения источника становится серьезной проблемой. Следует отметить интересную особенность пространственного распределения ложных оценок, отображаемых крестиками. Как видно из рисунка, они образуют четко выраженные сгущения, формируемые в окрестности линий, являющихся продолжениями баз (примерно совпадающими с областями максимальных погрешностей

местоопределения для рассматриваемой трехпунктовой конфигурации).

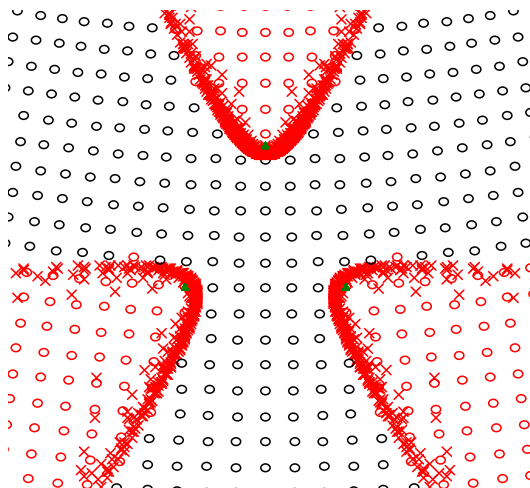


Рис. 4. Модельные расчеты гиперболических оценок местоположений излучателя.

Черными кружками выделены области, соответствующие единственному решению.

Красными кружками выделены правильные решения, которым соответствуют парные ложные оценки, отмеченные красными крестиками.

Как отмечалось ранее, возможность использования амплитудных измерений для исключения ложных гиперболических решений основывается на оценке близости пар решений, полученных различными способами. За истинную оценку гиперболического решения принимается такое из двух решений, которое оказывается ближе к оценке, полученной амплитудным методом. При отсутствии погрешностей измеряемых параметров эта задача решается со 100 % вероятностью. Однако в случае наличия таких погрешностей возможно появление ошибок выбора правильного решения.

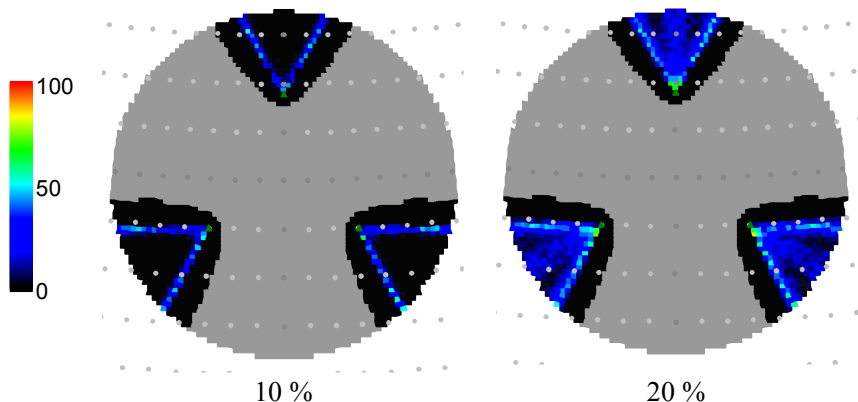


Рис. 5. Вероятность (%) ошибочной гиперболической оценки координат излучателя с использованием амплитудного способа устранения неоднозначности для погрешностей амплитудных измерений, соответствующих а) 10% и б) 20%.

Серым цветом выделена область однозначной оценки.

На рис. 5 приведены данные модельных расчетов, иллюстрирующие вероятность ошибочного выбора гиперболической оценки местоположения излучателя при искажении амплитудных данных аддитивным 20 % шумом (оценки получены по 100 реализациям на каждую точку) в области неоднозначности гиперболических оценок. Серым цветом выделена область однозначного (безошибочного) местоопределения. Видно, что ошибки в выборе правильного гиперболического решения с дополнительным использованием амплитудного метода даже при весьма значительных погрешностях амплитудных измерений (до 20%) заметно проявляются лишь в очень узких областях расположения источника. В масштабах приведенного рисунка относительная доля площади, занимаемая такими областями, не превышает единиц процентов.

Обсудим некоторые результаты экспериментальной проверки возможностей использования алгоритма А3 (в сравнении с рабочим алгоритмом А4) по результатам работы ГПС. Сопоставление алгоритмов проведем по данным пассивной локации грозовой

активности ГПС «Алвес 9.07» за двухчасовой (14–16 UT) интервал наблюдений 27.07.2014 г. Указанный интервал охватывает практически полный цикл развития интенсивного, но малоподвижного грозового очага внутримассового типа.

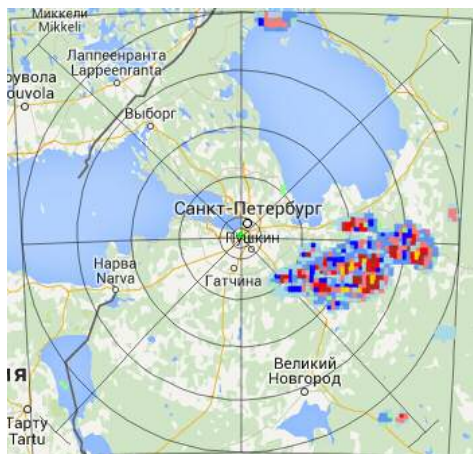


Рис. 6. Картина грозовой активности, зарегистрированная МРЛ а/п Пулково 27 июля 2014 г. в интервале 14...16 UT.

На рис. 6 приведена общая картина, характеризующая пространственное положение рассматриваемого грозового очага, в квадрате с размерами 400×400 км, соответствующими зоне обслуживания МРЛ, расположенного в районе а/п Пулково. Положение МРЛ совмещено с центром квадрата.

Рисунки 7 а, б иллюстрируют местоположения разрядов, восстановленные за указанный срок соответственно с использованием системного алгоритма А4 и исследуемого алгоритма А3. При этом на рис. 7б приводятся местоположения, соответствующие только тем гиперболическим решениям, правильность выбора которых не вызывает сомнений (вторые решения находятся далеко за пределами поля рисунка). Это позволяет исключить появление в поле рисунка ложных отметок, как уединенных, так и сгруппированных в кластеры.

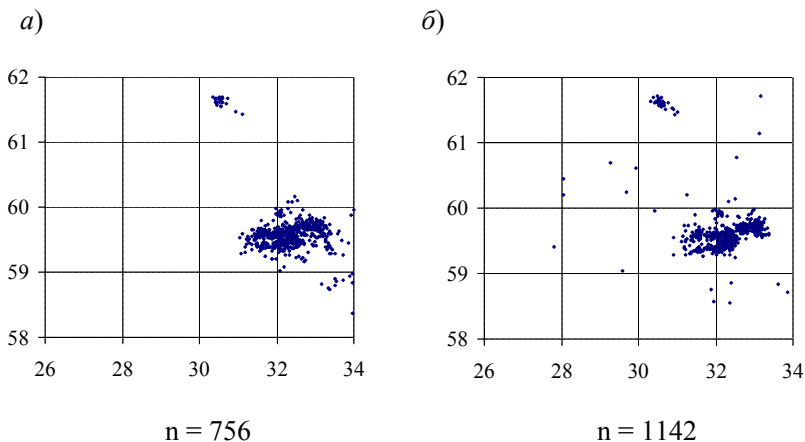


Рис. 7. Точечная картина грозовой активности, полученная 27 июля 2014 г. в интервале 14...16 UT по данным ГПС.

Видно, что оба приведенных рисунка в целом неплохо соответствуют как друг другу, так и локационной картине рис. 6. Следует обратить внимание также на тот факт, что даже при изъятии сомнительных оценок местоположений разрядов, возникающих в процессе работы АЗ, количество оставшихся оценок ($n = 1142$), отображенных на рис. 7б, заметно превосходит число отметок, зафиксированных А4 ($n = 756$).

На рис. 8 приведены кривые, характеризующие изменение этого соотношения за весь суточный интервал регистрации 27.07.2014 г.

Таким образом, исследована возможность увеличения эффективности обнаружения существующей гиперболической системы «Алвес 9.07» посредством применения минимально-достаточного трехпунктового алгоритма АЗ гиперболической оценки местоположения молниевых разрядов. Добавление в структуру разностно-дальномерного алгоритма более грубого (по точности) амплитудного метода местоопределения имеет вспомогательный характер, направленный на устранение неоднозначности оценки координат, возникающей при использовании алгоритма АЗ. Показано,

что сочетание этих алгоритмов позволяет, при сохранении высокой точности гиперболической оценки местоположения молнии, увеличить эффективность ее обнаружения на 50%.

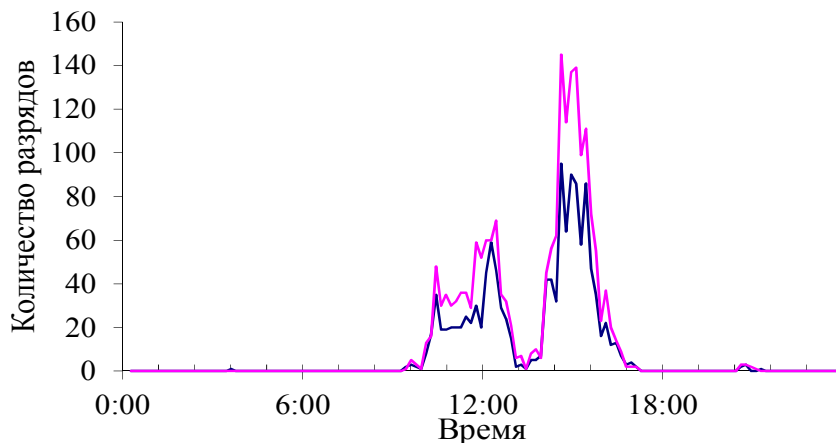


Рис. 8. Интенсивность грозовой активности в зоне обслуживания МРЛ (а/п Пулково), восстановленная с использованием алгоритмов А3 (красная кривая) и А4 (черная кривая).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Кононов И. И., Снегуров А. В., Снегуров В. С., Юсупов И. Е. (2014) Точностные характеристики разностно-дальномерной системы местоопределения гроз // Труды ГГО. Вып. 575. С. 131–141.

Морозов В. П. (1979), Курс сфероидической геодезии. — М.: Недра. 296 с.

Снегуров А.В. (2010). Опыт построения экспериментальной грозопеленгационной сети // Труды ГГО. Вып. 562. С. 190–200.

Снегуров А. В., Снегуров В. С. (2012). Экспериментальная грозопеленгационная система // Труды ГГО. Вып. 567. С. 188–200.

Kononov I. I., Ivanov V. I, Krutoy. D. M., Yusupov I. E. (2006). Some features of atmospheric waveforms transformation in the process of their propagation over the Earth and its influence on the accuracy of DTOA lightning location systems // Proc. Int. Lightning Detection Conf. — Tucson, USA.

МОДЕЛЬНЫЕ РАСЧЕТЫ ЭФФЕКТИВНОСТИ ГИПЕРБОЛИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ МЕСТООПРЕДЕЛЕНИЯ МОЛНИЕВЫХ РАЗРЯДОВ

И. И. Кононов, А. В. Снегуров, В. С. Снегуров, И. Е. Юсупов

Главная геофизическая обсерватория им. А.И.Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул.Карбышева, 7
E-mail: info@alwes.ru

Поступила в редакцию 25.02.2016.....

Поступила после доработки 21.03.2016

Для определения эффективности обнаружения грозовых разрядов многопунктовыми системами местоопределения используются расчетные методы и модели.

Цель настоящей работы состоит в оценке эффективности грозопеленгационной системы (ГПС) «Алвес 9.07», построенной на Европейской территории России и Урале и являющейся основой ГПС Росгидромета.

Рассмотрим некоторые материалы модельных расчётов эффективности (вероятности) обнаружения (detection efficiency - DE) молниевых разрядов из локализованного грозового комплекса.

Предполагается, что все пункты имеют одинаковый порог регистрации и чувствительность. Распределение плотностей вероятности амплитуд атмосфериков из грозового очага описывается логарифмически-нормальным законом вида:

$$f(A) = \frac{1}{A\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\left(\ln\frac{A}{A_0}\right)^2 / 2\sigma^2} .$$

Предполагается, что на 100 км медианное значение амплитуды атмосферика, соответствующего разряду облако-земля (О-3), равно 2,7 В/м, среднее квадратическое отклонение принимается равным двум величинам 5,9 и 10 В/м (что примерно соответствует крайним значениям интервала изменений этого параметра от 6 до 12 дБ, обычно приводимого в литературе). Для внутриоблачных разрядов (В-О) медианное значение амплитуды считается в три раза меньшим (по литературным данным это отличие варьируется в более широких пределах, достигая одного порядка).

Расчёты проводятся для двух значений порогов срабатывания, равных 0,1 и 0,2 В/м. Модельный грозовой очаг перемещается по узлам сетки на сфере с шагом 1° по широте и долготе. Медианное значение амплитуды атмосферика меняется обратно пропорционально первой степени его удаления от приёмного пункта (в последующем возможны уточнения, которые могут привести к некоторому уменьшению вероятности обнаружения на расстояниях свыше 1 тыс. км).

Разряд считается обнаруженным системой, если порог будет впервые превышен в одной из любых возможных комбинации из трёх пунктов — для алгоритма А3 и из четырёх пунктов — для алгоритма А4. Количество таких комбинаций равно числу сочетаний из 72 (общего количества пунктов в системе на данный момент) соответственно по три и четыре. Результаты расчётов представлены на приведённых ниже рисунках. Вероятность обнаружения молний в процентах представлена на рисунках в виде цветовой градаций.

Заметное отличие DE для алгоритмов А3 и А4 наблюдается лишь при малом числе пунктов. Для примера на рис. 1а, б приведены оценки DE для набора из пяти первых (по порядку нумерации) пунктов ГПС.

Для рассматриваемой ГПС из 72 пунктов отличие DE для обоих алгоритмов практически не заметно (рис. 1 в, г).

Картины DE в более крупном масштабе (только для А4) приведены на рис. 2 (DE для разрядов О-3 и В-О).

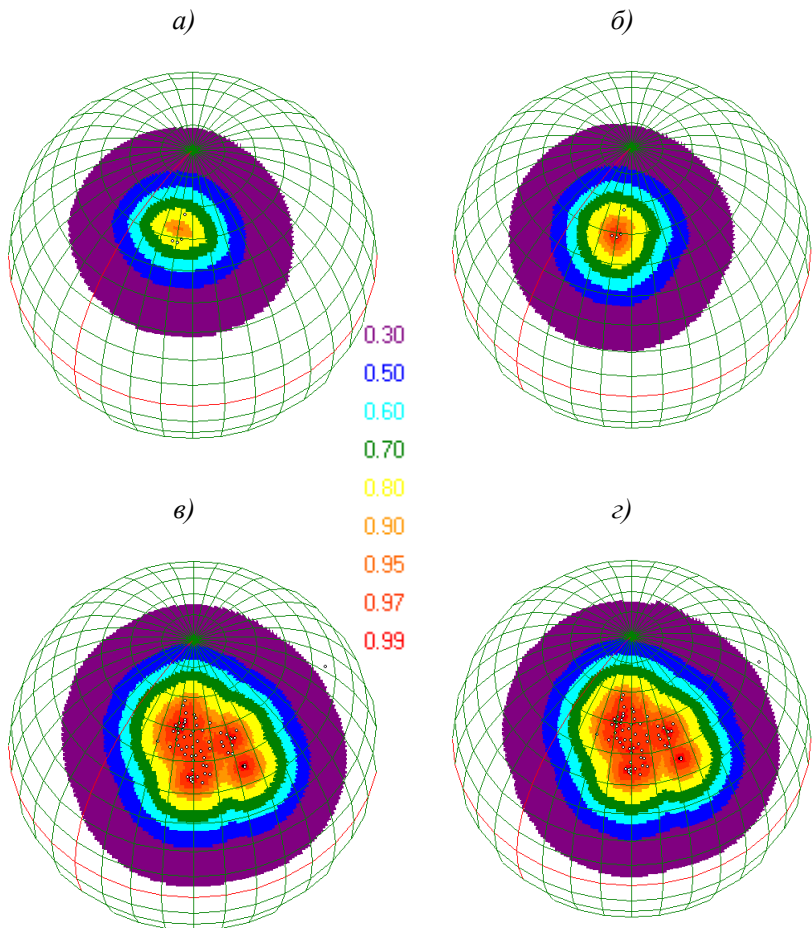


Рис. 1. Модельные расчёты эффективности обнаружения разрядов для порога регистрации 0,1 В/м в случае использования:
 5-и пунктов регистрации алгоритм А4 (а), алгоритм А3 (б),
 72-ух пунктов регистрации алгоритм А4 (в), алгоритм А3 (з).

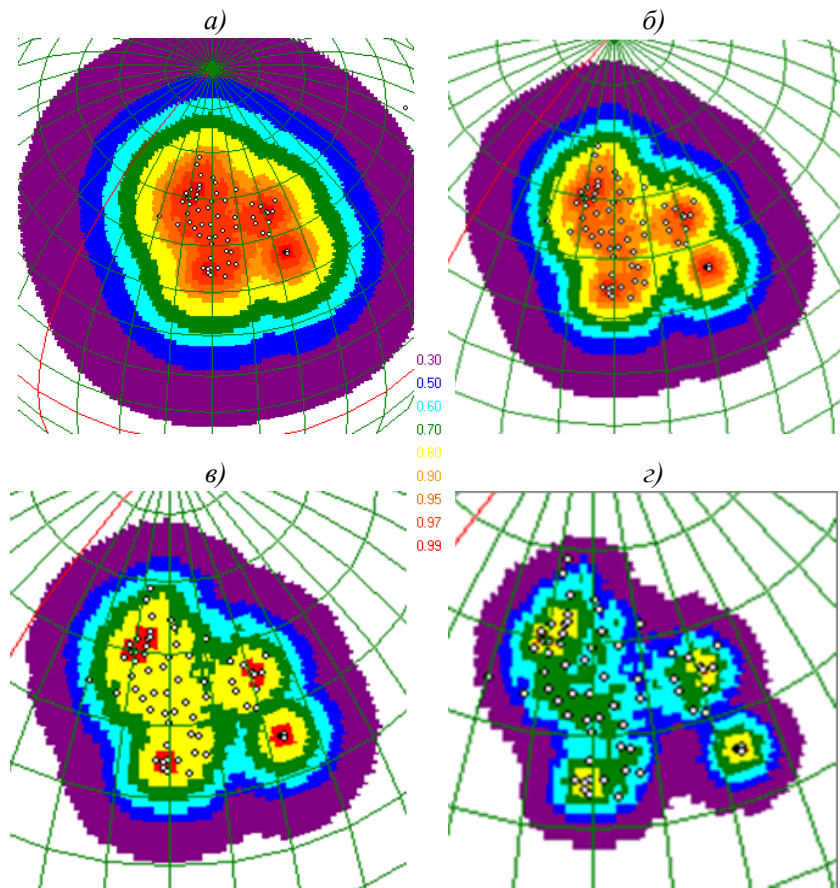


Рис. 2. Модельные расчёты эффективности обнаружения разрядов типа облако-земля для порога регистрации 0,1 В/м (а), 0,2 В/м (б) и обнаружения разрядов внутриоблачного типа для порога регистрации 0,1 В/м (в), 0,2 В/м (г) в случае использования 72 пунктов регистрации, алгоритм А4.

Таким образом, вероятность обнаружения разрядов О-З в пределах большей части внутренней области ГПС составляет не менее 95 %

(при достаточно низком пороге регистрации). Вероятность обнаружения разрядов В-О при том же пороге в пределах внутренней зоны не превышает 80 % и достаточно резко уменьшается при удалении от границы системы. Так, на удалении от внешней границы ГПС на 1 тыс. км DE не превышает 30 %. При увеличении порога регистрации в два раза DE на том же удалении от границы уже не превышает 10 %. Вероятность обнаружения разрядов всех типов (О-З и В-О), с учётом доминирующего вклада в структуре импульсного излучения гроз внутриоблачных компонент, определяется именно этой составляющей. Вероятность обнаружения разрядов О-З остаётся на прежнем достаточно высоком уровне (не менее 90 %).

Для оценки эффективности обнаружения по данным экспериментальной регистрации выполнено сопоставление данных регистрации молний ГПС «Алвес 9.07» в течение часового интервала (00-01 UTC) 27.07.2014 с данными регистрации международной системы www.Blitzortung.edu. Результаты представлены на рис. 3. Координаты молний по данным Blitzortung нанесены квадратами синего цвета, по данным ГПС «Алвес 9.07» (А4) — квадратами красного цвета. Координаты пунктов ГПС нанесены треугольниками желтого цвета. В верхней части рисунка приведено число разрядов N (Blitz и А4).

На рис. 3а представлена общая картина распределения местоположений разрядов, зарегистрированных двумя системами. Зоны оперативного обслуживания систем перекрываются лишь их внешними областями.

Грозовые очаги, расположенные в пространственном сегменте φ (40—50°), λ (10—30°), находились в пределах внутренней зоны регистрации Blitzortung и характеризовались наивысшим для этой системы значением вероятности обнаружения, в то время, как эти грозовые очаги, зарегистрированные ГПС и более детально отображенные на рис. 3б находились в ее внешней области в интервале удалений 500—1000 км от границы. Исходя из приведенных значений количества зарегистрированных разрядов, указанных на этом рисунке, относительная эффективность ГПС оценивается

величиной около 6 % (если принять количество разрядов, зарегистрированное Blitzortung за 100 %).

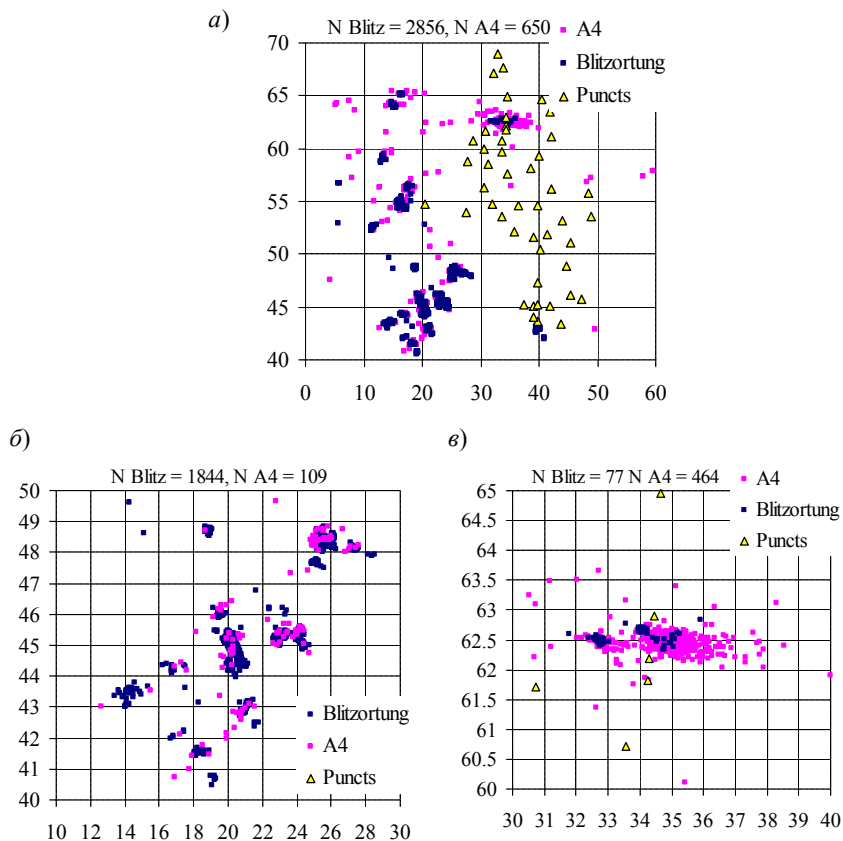


Рис. 3. Положение очагов грозовой активности, восстановленных по данным регистрации системами Blitzortung (синие точки) и ГПС «Алвес» (красные точки) за 00...01 УТ 27 июля 2014 г. (а), и отображения грозовой активности в пределах внутренней зоны Blitzortung (б) и внутренней зоны ГПС «Алвес» (в). Желтыми треугольниками отмечены положения пунктов регистрации ГПС «Алвес».

Для грозových очагов в сегменте φ ($60-65^\circ$), λ ($30-40^\circ$) ситуация становится зеркальной (рис. 3в). Теперь уже доля разрядов, зарегистрированных Blitzortung, составляет около 17 % относительно количества разрядов, обнаруженных и лоцированных ГПС. Заметим, что рассматриваемые грозových очаги в данном случае находятся в зоне, непосредственно примыкающей к внешней границе системы Blitzortung.

Сопоставляя эти данные с приведенными выше модельными оценками, можно сделать вывод, что они оказываются близкими для порога регистрации 0,2 В/м.

Таким образом, модельные испытания ГПС «Алвес 9.07» показали, что вероятность обнаружения разрядов внутри системы может изменяться от 80 % (разряды В-О) до 95 % (разряды О-З). Эти данные сравнимы с результатами наблюдений ГПС на территории Северо-Запада РФ (Снегуров, 2010).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Снегуров А. В. (2010). Экспериментальная оценка эффективности сети пеленгации гроз // Труды ГГО. Вып. 562. С. 201–210.

ВЗАИМНОЕ ПРИТЯЖЕНИЕ И КОАЛЕСЦЕНЦИЯ КАПЕЛЬ ВОДЫ В ОБЛАКАХ И ТУМАНЕ

А. В. Шавлов^{1,2}, В. А. Джуманджи¹

¹ Институт криосферы Земли СО РАН
625000, а/я 1230, Тюмень, Россия

² Тюменский государственный нефтегазовый университет 62500, ул.
Володарского, 38, Тюмень, Россия
E-mail: shavlov@ikz.ru

Поступила в редакцию 20.11.2014

Введение

Капли воды микронного размера образуются в облаках вследствие конденсации водяного пара на активных ядрах конденсации. При дальнейшей конденсации и диффузии пара капли могут достичь радиуса 10 мкм. Считается, что капли радиусом более 50 мкм приобретают в облаке достаточно высокую скорость падения и растут далее путем гравитационной коалесценции. Неясным остается механизм быстрого роста капель с 10 до 50 мкм. Наблюдения показывают, что процесс образования дождевых капель в облаках требует всего 15–20 минут, в то время, как существующие теории предсказывают что продолжительность роста капель от размера 10 до 50 мкм должна составлять единицы-десятки часов (Khain et al., 2007; Devenish et al., 2012; Grabowski et al., 2013). В научной литературе проблема быстрого роста дождевых капель известна как узкое место конденсационно-коалесцентного формирования дождя (condensation-coalescence bottleneck in rain formation).

На пути решения этой проблемы большинство исследований сосредоточилось на исследовании увеличения скорости движения капель в турбулентной атмосфере и турбулентно-индуцированном увеличении числа столкновений капель, приводящих к их

коалесценции (Khain et al., 2007; Wang et al., 2008; Elperin et al., 2007; Pinsky et al., 2004; Ghosh et al., 2005). Многообещающими явились результаты исследования запутанной кластеризационной неустойчивости капель (tangling clustering instability of small water droplets in turbulent temperature stratified atmosphere) (Elperin et al., 2013), где была показана возможность образования кластеров с концентрацией капель на несколько порядков превышающей среднюю концентрацию в облаке. Так как концентрация и соответственно скорость коалесценции капель внутри кластеров резко увеличивается, характерное время коалесценции капель резко уменьшается. Данный эффект может возрасти в стратифицированной атмосфере (Elperin et al., 2013; Eidelman et al., 2010).

При изучении проблемы быстрого роста дождевых капель незаслуженно мало внимания уделялось исследованию электростатической коалесценции. Возможную важную роль электростатической коалесценции в образовании дождя, исследователи отмечали еще несколько десятилетий назад (Ивлев, Довгалюк, 1999). Коалесценция может происходить как под действием внешнего электрического поля, так и из-за электрического заряда самих капель воды. Внешнее электрическое поле может создать наведенный дипольный момент, причем все ориентированные диполи будут взаимно притягиваться. Собственный заряд капель воды также может приводить к притяжению капель и коалесценции. Как известно, в плазме могут притягиваться не только противоположно заряженные капли, но и капли, заряженные одноименно (Shavlov, Dzhumandzhi, 2010a; 2010b; 2013a; 2014).

Цель настоящей работы заключается в том, чтобы рассчитать свободную энергию электрически заряженных капель воды в плазме облаков и тумана, исследовать ее на наличие экстремумов и существование притяжения между каплями, обсудить возможность электрической коалесценции капель и роль электрокоалесцентной модели в решении проблемы узкого места в конденсационно-коалесцентном формировании дождя. В отличие от работы (Shavlov, Dzhumandzhi, 2013a), посвященной поиску условий притяжения капель и метастабильного состояния капельно-ионной плазмы, в

настоящей работе допускается одновременное существование положительно и отрицательно заряженных капель воды в плазме облаков и тумана, в результате которого спектр метастабильных состояний капель увеличивается. В том числе появляется новое метастабильное состояние капельной плазмы, как целого. Именно это состояние может отвечать за коалесценцию. Отметим, что принципиальная возможность существования метастабильных состояний плазмы связана с существованием запретов на свободное движение тяжелых компонент плазмы при некоторых плазменных параметрах.

Формулировка и решение задачи

Капли приобретают электрический заряд в атмосфере при столкновениях с другими каплями, при захвате инородных заряженных частиц, а также в процессе испарения и конденсации молекул и ионов воды на поверхности капель. Согласно справочным данным (Таблицы..., 1976) заряд отдельных капель воды в атмосферных осадках меняется в широких пределах. Число положительно заряженных капель примерно в 1,5 раза больше числа отрицательно заряженных. В то же время средний заряд отрицательно заряженной капли примерно в 1,2 раза по абсолютной величине больше заряда положительно заряженной капли. Простой подсчет показывает, что для выполнения условия электронейтральности ионно-капельной среды в пространстве между каплями должно содержаться некоторое количество отрицательно заряженных ионов. Поэтому, в качестве модели облачной среды выберем трехкомпонентную капельно-ионную плазму, состоящую из положительно заряженных капель с зарядом $Z_+ \gg 1$ (в единицах элементарного заряда) радиусом R_+ и концентрацией N_+ , отрицательно заряженных капель с зарядом Z_- радиусом R_- и концентрацией N_- и отрицательных заряженных ионов с зарядом -1 радиусом R_i и концентрацией N_i ($R_+ \gg R_i$). Полагаем, что в качестве отрицательно заряженных ионов выступают гидроксид-ионы, ассоциированные с одной-несколькими молекулами воды. Данные

ионы поступают в межкапельное пространство из капель в процессе испарения-конденсации. В межкапельном пространстве существуют также и протоны, также поступающие из капель воды при фазовых переходах. Но мы будем считать их концентрацию пренебрежимо малой по сравнению с концентрацией гидроксид-ионов, чтобы не усложнять задачу. Будем также приближенно считать, что абсолютные величины зарядов положительно и отрицательно заряженных капель и их радиусы равны между собой, $Z_+ = Z_- = Z$, $R_+ = R_- = R$.

Уравнение электронейтральности плазмы имеет вид

$$ZN_+ = ZN_- + N_i. \tag{1}$$

Введем обозначение доли заряда отрицательных ионов от полного отрицательного заряда частиц плазмы, $\chi = N_i / (N_i + ZN_-)$, где $0 < \chi < 1$, и разделим обе части уравнения (1) на N_+ . Уравнение электронейтральности в расчете на одну положительно заряженную каплю примет вид:

$$\underbrace{Z}_1 = \underbrace{Z(1 - \chi)}_2 + \underbrace{Z\chi}_3, \tag{2}$$

где подстрочный индекс 1 — заряд положительно заряженной капли, 2 — заряд отрицательно заряженных капель, 3 — заряд отрицательных ионов.

Закрепим систему координат в центре положительно заряженной капли, как показано на рис. 1. Для наглядности, капли на рисунке размещены в узлах квадратной решетки.

Заметим, что наличие регулярности в расположении капель не является принципиальным. Согласно рисунку, на одну каплю приходится элементарный объем пространства, ограниченный квадратом. Заряд положительной капли в элементарном объеме полностью скомпенсирован расположенными здесь же отрицательно заряженными каплями с суммарным зарядом $Z(1 - \chi)$ и отрицательными ионами с суммарным зарядом $Z\chi$.

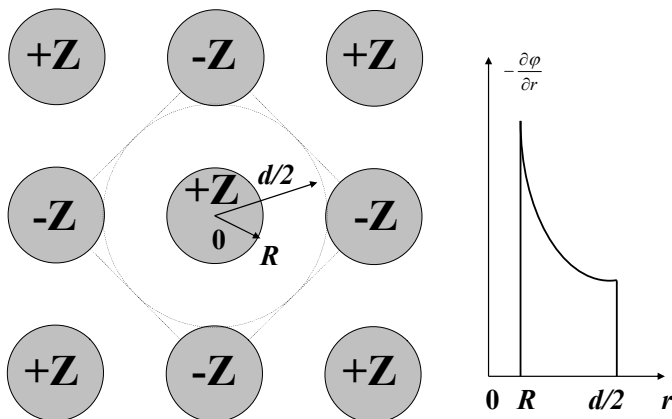


Рис. 1. Система координат для вычисления свободной энергии положительно заряженной капли.

Капли размещены в узлах квадратной решетки.

Квадратом ограничен элементарный электронейтральный объем пространства, приходящийся на одну каплю. Данный элементарный объем заменен сферическим радиуса $d/2$ для использования сферических координат.

Для упрощения расчетов элементарный объем, приходящийся на положительно заряженную каплю, следует заменить сферическим объемом радиуса $d/2$ (d — расстояние между ближайшими положительно заряженными каплями ($d \geq 2R$)) и перейти к сферической системе координат. Заряд отрицательно заряженных капель будем считать равномерно распределенным по поверхности $d/2$ -сферы. Радиальное поле равно нулю на поверхности $d/2$ -сферы в силу ее электронейтральности. (При переходе к сферическому объему ошибка расчетов может быть большой, и результаты расчетов будут носить скорее качественный, чем количественный характер.) Допустим также, что температуры капель воды — T , и ионов — T_i различаются между собой, что является характерным для газоразрядной плазмы и возможным в капельно-ионной плазме облаков и тумана в присутствии внешнего электрического поля.

Прежде, чем записать уравнение Пуассона-Больцмана, отметим, что объемный заряд отрицательных ионов внутри $d/2$ -сферы даст довольно большое значение электрического потенциала, около $\frac{kT_i}{e}$, которое формально не позволит считать плазму ионов в $d/2$ -сфере идеальной для того, чтобы получить простое аналитическое решение. Объемный заряд ионов необходимо скомпенсировать. Для этого немного удалим отрицательно заряженные капли от центра $d/2$ -сферы. Это даст появление внутри сферы неподвижного «эффективного» положительного объемного заряда. Сделаем величину этого заряда равной заряду отрицательных ионов. При этом «эффективный» заряд $d/2$ -поверхности немного увеличится по абсолютной величине.

Уравнение Пуассона-Больцмана и граничные условия для потенциала φ положительно заряженной капли в $d/2$ -сфере имеют следующий вид:

$$\Delta\varphi = \frac{e}{\varepsilon_0}(N_i - N_0) \approx \frac{1}{L^2} \varphi, \quad (3)$$

$$\left. \frac{\partial\varphi}{\partial r} \right|_{r=R} = \frac{-eZ}{4\pi\varepsilon_0 R^2}, \quad \left. \frac{\partial\varphi}{\partial r} \right|_{r=\frac{d}{2}=0} = \frac{-eZ}{4\pi\varepsilon_0 (d/2)^2}. \quad (4)$$

где функцию распределения ионов $N_i = N_0 \exp\left(\frac{e\varphi}{kT_i}\right)$ разложили в

ряд по малому показателю, $\frac{e\varphi}{kT_i} \ll 1$, полагая газ ионов идеальным.

$L = \left(\frac{\varepsilon_0 kT_i}{e^2 N_0}\right)^{0.5}$ — радиус Дебая, определенный по параметрам ионов.

$N_0 = \frac{Z\chi}{(4/3)\pi \left[\left(\frac{d}{2}\right)^3 - aR^3\right]}$ — средняя концентрация ионов,

a — коэффициент заполнения объема трехмерного пространства сферами радиуса R ,
 Δ — лапласиан в сферических координатах,
 k — постоянная Больцмана,
 ε_0 — электрическая постоянная,
 e — заряд электрона.

Поясним, что второе граничное условие в (4) устанавливает величину напряженности поля $(-\frac{\partial\varphi}{\partial r})$ на внутренней поверхности $d/2$ -сферы. На внешней поверхности сферы напряженность поля испытывает скачок, вследствие наличия поверхностного заряда, и обращается в нуль.

Общее решение уравнения (3) в сферических координатах имеет вид

$$\varphi = \frac{C1}{r} \exp\left(-\frac{r-R}{L}\right) + \frac{C2}{r} \exp\left(\frac{r-R}{L}\right). \quad (5)$$

Подставим (5) в (4) и определим константы $C1$ и $C2$. Таким образом, найдем потенциал положительно заряженной капли. Затем вычислим потенциал φ_+ , создаваемый плазмой на поверхности частицы путем вычитания кулоновского потенциала самой капли,

$\frac{eZ}{4\pi\varepsilon_0 r}$, из потенциала (5):

$$\varphi_+ = \left(\varphi - \frac{eZ}{4\pi\varepsilon_0 r} \right) \Big|_{r=R} = -\frac{Ze}{4\pi\varepsilon_0 L} \frac{b2 + b1 - 2}{(1 + R/L)b2 - (1 - R/L)b1}, \quad (6)$$

где

$$b1 = \left(1 + \frac{d}{2L}\right) \exp\left(-\frac{d/2 - R}{L}\right), \quad b2 = \left(1 - \frac{d}{2L}\right) \exp\left(\frac{d/2 - R}{L}\right).$$

Электрическая (корреляционная) энергия капли (считаем каплю электропроводящей) равна $E_{cor,+} = eZ\varphi_+$. С ее помощью вычислим поправку к свободной энергии капли по известной термодинамической формуле (Ландау, Лифшиц,):

$$F = T \int_T^{\infty} \left(\frac{E_{cor,+}}{T^2} \right) dT, \quad (7)$$

где T — температура капли, V — объем.

Заметим, что $E_{cor,+}$ является функцией T_i , а от T не зависит. Поэтому, интегрирование по формуле (7) даст результат $F = E_{cor,+}$. Добавим к данному результату свободную энергию кинетического движения идеального газа в расчете на одну каплю, $F_{id} = -kT \ln V$, и получим выражение для свободной энергии капли F_+ :

$$F_+ = -kT \ln \left[\frac{4\pi}{3} \left((d/2)^3 - R^3 \right) \right] - \frac{Z^2 e^2}{4\pi\epsilon_0 L} \frac{b2 + b1 - 2}{(1 + R/L)b2 - (1 - R/L)b1} + C_+(T) \quad (8)$$

где $C_+(T)$ — константа, зависящая от температуры.

Далее вычислим свободную энергию отрицательно заряженной капли воды. Для этого поместим центр системы координат в центр данной капли. С целью компенсации объемного отрицательного заряда ионов в $d/2$ -сфере, немного сместим положительно заряженные капли с поверхности сферы в направлении ее центра. Уравнение Пуассона-Больцмана для потенциала имеет вид (1), а граничные условия:

$$\left. \frac{\partial \varphi}{\partial r} \right|_{r=R} = \frac{eZ}{4\pi\epsilon_0 R^2}, \quad \left. \frac{\partial \varphi}{\partial r} \right|_{r=\frac{d}{2}-0} = \frac{eZ}{4\pi\epsilon_0 (d/2)^2} \quad (9)$$

Для свободной энергии отрицательно заряженной капли воды получим выражение:

$$F_- = -kT \ln \left[\frac{4\pi}{3} \left((d/2)^3 - R^3 \right) \right] - \frac{Z^2 e^2}{4\pi\epsilon_0 L} \frac{b_2 + b_1 - 2}{(1 + R/L)b_2 - (1 - R/L)b_1} + C_-(T), \quad (10)$$

где $C_-(T)$ — константа, зависящая от температуры.

Для того, чтобы вычислить свободную энергию отрицательного иона, поместим центр системы координат посередине между ближайшими положительно заряженными каплями и, одновременно, посередине между ближайшими отрицательно заряженными. Отрицательный ион поместим в центре системы координат. Скомпенсируем объемный отрицательный заряд ионов $d/2$ -сферы способом, описанным выше. Потенциал иона описывает уравнение Пуассона-Больцмана (1) и граничные условия:

$$\left. \frac{\partial \varphi}{\partial r} \right|_{r=R_i} = \frac{e}{4\pi\epsilon_0 R_i^2}, \quad \left. \frac{\partial \varphi}{\partial r} \right|_{r=d/2} = \frac{e}{4\pi\epsilon_0 (d/2)^2} \quad (11)$$

Свободная энергия отрицательного иона равна

$$F_i = -kT_i \ln \left(\frac{4\pi}{3} \left((d/2)^3 - aR^3 \right) \right) + T_i \int_{T_i}^{\infty} \left(\frac{E_{cor,i}}{T_i^2} \right)_V dT_i + C(T_i) \approx \approx -kT_i \ln \left(\frac{4\pi}{3} \left((d/2)^3 - aR^3 \right) \right) + C(T_i) \quad (12)$$

где $E_{cor,i}$ — корреляционная энергия иона, $C(T_i)$ — константа, зависящая от температуры иона.

Отметим, что удельный вклад корреляционной энергии иона в его свободную энергию в Z^2 раз меньше, чем аналогичный вклад заряженных капель. Поэтому, в (12) корреляционной поправкой к

свободной энергии ионов можно пренебречь. Выражение (12) справедливо для всех отрицательных ионов $d/2$ -сферы.

Полную свободную энергию F капельно-ионной плазмы в $d/2$ -сфере определим в соответствии с уравнением электронейтральности (1):

$$F = F_+ + (1 - \chi)F_- + Z\chi F_i \quad (13)$$

Эффективные заряд и радиус капель и ионов. Полученные выше формулы справедливы для идеальной плазмы, в которой кинетическая энергия ионов превышает потенциальную. Условие идеальности выполняется, если радиус заряженных частиц плазмы достаточно велик, а заряд мал. В противном случае условие идеальности может нарушиться, и полученные формулы могут оказаться непригодными для оценок. Однако в работе (Shavlov, Dzhumandzhi, 2013б) было показано, что области пространства, где нарушаются условия идеальности плазмы — это области непосредственно вокруг заряженных частиц (плазменные оболочки). Плазменные оболочки прочно связаны с самими заряженными частицами и ведут себя вместе с частицами как единое целое при слабых внешних воздействиях. Эффективный заряд, Z , частиц, окруженных плазменными оболочками, меньше их истинного заряда Z_0 , а эффективный радиус частиц R больше истинного радиуса R_0 . Эффективные радиусы капли и иона, найденные из условия равенства потенциальной и кинетической энергии пробного иона на их поверхности, соответственно, равны:

$$R = \frac{Ze^2}{4\pi\epsilon_0 kT_i} + R_0, \quad R_i = \frac{e^2}{4\pi\epsilon_0 kT_i} + R_{i0} \quad (14)$$

В дальнейшем, в полученных выше выражениях для свободной энергии под радиусами и зарядами капель и ионов будем подразумевать их эффективные значения. Это будет гарантировать идеальность плазмы в межчастичном пространстве и справедливость полученных выражений.

Результаты вычислений и их обсуждение

Результат расчета свободных энергий каплей и ионов зависит от a — коэффициента заполнения пространства каплями. При расположении каплей одинакового радиуса, например, в узлах простой кубической решетки коэффициент $a = 0,52$. В плазме заряженные частицы окружены плазменными оболочками, которые не являются абсолютно жесткими и могут деформироваться при сближении частиц. При этом параметр a будет стремиться к единице. В расчетах будем полагать $a = 1$.

На рис. 2 приведен пример расчета по формулам (8) — (13) зависимостей свободных энергий F_+ , F_- , F_i и F от расстояния $d-2R$ между поверхностями ближайших друг к другу одноименно заряженных каплей при $R_0 = 10^{-5}$ м, $T_i = T = 300$ К, $Z = 100$, $\chi = 0,01$.

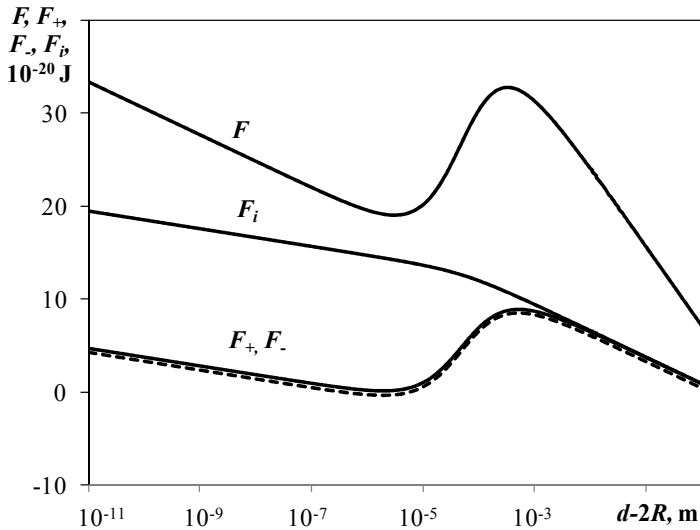


Рис. 2. Зависимости свободных энергий F_+ , F_- , F_i и F от расстояния $d-2R$ между поверхностями ближайших друг к другу одноименно заряженных каплей. $R_0 = 10^{-5}$ м, $T_i = T = 300$ К, $Z = 100$, $\chi = 0,01$, $a = 1$.

На рис. 2 видно, что свободная энергия иона F_i монотонно уменьшается с ростом $d-2R$ и не имеет экстремумов, а свободные энергии положительно заряженной и отрицательно заряженной капель, F_+ и F_- соответственно, а также полная свободная энергия всех частиц F в $d/2$ -сфере, проходят через локальный минимум и локальный максимум. Точки минимума соответствуют метастабильным состояниям капель воды, а также капельно-ионной плазмы в целом, которые характеризуются фиксированным межкапельным расстоянием. (Напомним, что метастабильное состояние отличается от стабильного тем, что в первом случае свободная энергия системы имеет локальный минимум, а во втором — абсолютный минимум.)

В области расстояний между минимумом и максимумом преобладает притяжение, $\frac{\partial F_{+,-}}{\partial d} > 0$. Механизм притяжения заряженных капель друг к другу связан с их кулоновским взаимодействием и корреляцией ионов в межкапельном пространстве.

На рис. 3 представлены фазовые диаграммы капельно-ионной плазмы — Z -зависимости межкапельных расстояний $(d-2R)_{min}$ и $(d-2R)_{max}$, соответственно, в точках минимумов и максимумов свободных энергий F_+ , F_- и F . Причем, кривые 1, 1' и 2, 2' соответствуют экстремумам свободных энергий положительно и отрицательно заряженных капель, F_+ и F_- , а кривые 3, 3', 4, 4' и 5, 5' — экстремумам полной свободной энергии F при различных значениях параметра χ : 0,001, 0,03, 0,23, соответственно. Отметим, что вид кривых 1, 1' и 2, 2' от χ не зависит. Кривые 1 и 2 хорошо аппроксимируются зависимостью $(d-2R)_{min} = 3L_+$, изображенной на рис.3

треугольными маркерами, где $L_+ = \sqrt{\frac{\epsilon_0 kT}{e^2 Z^2 N_+}}$ — длина Дебая, определенная по параметрам положительно заряженных капель,

$$N_+ = \left(\frac{4\pi}{3} \left((d/2)^3 - R^3 \right) \right)^{-1}$$
 — концентрация положительно заряженных капель. Кривые 1' и 2' могут быть аппроксимированы зависимостью $(d-2R)_{\max} = \frac{e^2 Z^2}{4\pi\epsilon_0 kT}$, как показано на рис. 3 ромбическими маркерами.

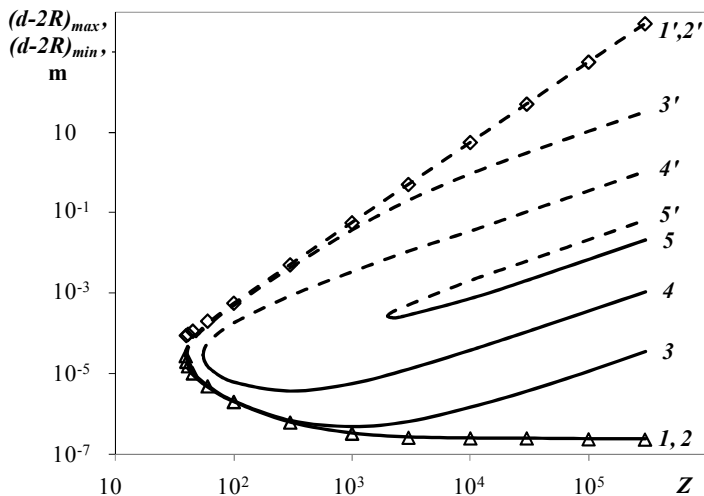


Рис. 3. Z-зависимости межкапельных расстояний $(d-2R)_{\min}$ и $(d-2R)_{\max}$, соответственно, в точках минимумов и максимумов свободных энергий F_+ , F_- и F . Кривые 1, 1' и 2, 2' соответствуют экстремумам F_+ и F_- , кривые 3, 3', 4, 4' и 5, 5' — экстремумам F при значениях χ : 0.001, 0.03, 0.23, соответственно. $R_0=10^{-5}$ м, $T_+=T_-=300$ К, $a=1$.

Таким образом, притяжение между каплями появляется тогда, когда электрическая энергия их взаимодействия становится больше энергии теплового движения. Метастабильное состояние капель достигается при расстоянии между их поверхностями, сравнимом с радиусом Дебая, определенным по параметрам капель. Согласно

фазовым диаграммам притяжение между каплями возможно при достаточно больших величинах их заряда $Z > 40$. При меньших значениях Z притяжение отсутствует. Метастабильное состояние капельно-ионной плазмы, как целого, достигается благодаря межкапельному притяжению при $Z > 40$, а также при малом вкладе заряда ионов в уравнение электронейтральности.

На рис. 4 представлены χ -зависимости межкапельных расстояний $(d-2R)_{min}$ и $(d-2R)_{max}$, соответственно, в точках минимумов и максимумов свободных энергий F_+ (кривые 1, 1', соответственно), F_- (кривые 2, 2') и F (кривые 3, 3') при значениях параметров плазмы $Z = 100$, $T_i = T = 300$ К, $R_0 = 10^{-5}$ м, $a = 1$. Из рисунка следует, что удержание капельно-ионной плазмы, как целого, возможно при значении доли заряда ионов $\chi < 0,1$. При $\chi < 0,01$ границы областей удержания капель и плазмы, как целого, приближаются друг к другу и перестают зависеть от параметра χ при дальнейшем его уменьшении.

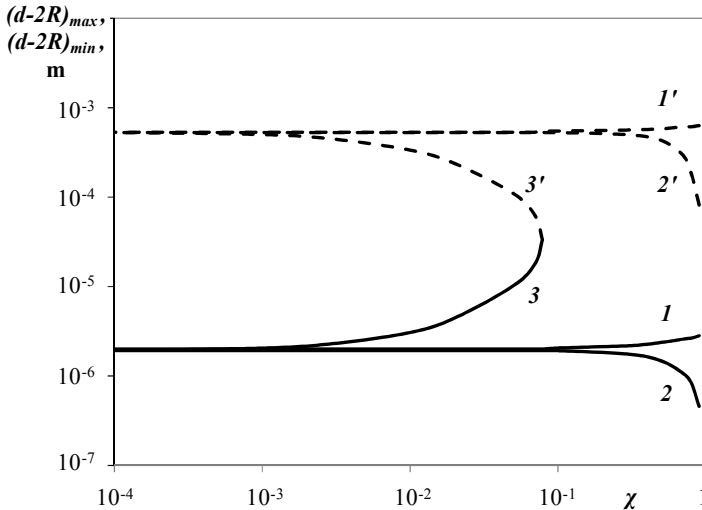


Рис. 4. χ -зависимости межкапельных расстояний $(d-2R)_{min}$ и $(d-2R)_{max}$, соответственно, в точках минимумов и максимумов свободных энергий F_+ (кривые 1, 1', соответственно), F_- (2, 2') и F (3, 3').
 $Z = 100$, $T_i = T = 300$ К, $R_0 = 10^{-5}$ м, $a = 1$.

На рис. 5 продемонстрировано влияние истинного размера капель на вид фазовых диаграмм капельно-ионной плазмы. При увеличении радиуса в 100 раз от 10^{-6} до 10^{-4} м минимальное значение заряда капель Z , необходимое для возникновения метастабильного состояния капельной компоненты, увеличивается в десять раз.

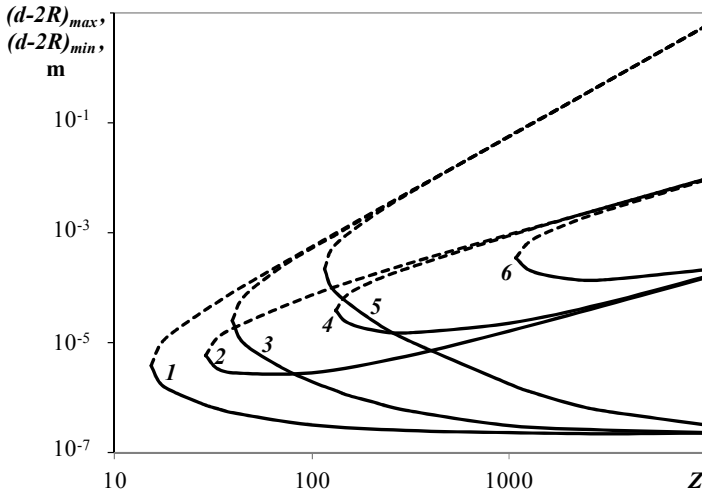


Рис. 5. Z -зависимости межкапельных расстояний $(d-2R)_{min}$ и $(d-2R)_{max}$, соответственно, в точках минимумов и максимумов свободных энергий $F_{+, -}$ и F при различных значениях радиуса капель:

$$R_0 = 10^{-6} \text{ м} - \text{кривые } 1, 2; 10^{-5} \text{ м} — 3, 4; 10^{-4} \text{ м} — 5, 6. T_i = T = 300 \text{ К}, \chi = 0,1, a = 1.$$

Об электростатической коалесценции заряженных капель

Итак, мы обнаружили, что в трехкомпонентной капельно-ионной плазме возможно существование метастабильных состояний положительно и отрицательно заряженных капель воды, а также метастабильное состояние капельно-ионной плазмы, как целого. В чем существенные отличия этих состояний? Когда в плазме

метастабильными являются только капельные компоненты, то это означает, что в плазме может возникать упорядоченное состояние капель при условии, если концентрацию ионной компоненты «вручную» поддерживать на необходимом уровне. Если эту концентрацию перестать поддерживать, то она изменится, и упорядоченное состояние капель распадется. В противоположность этому, при метастабильном состоянии плазмы в целом, концентрация ионной компоненты может поддерживаться на необходимом уровне за счет внутренних электростатических сил плазмы. По-видимому, сгустки (зародыши) такой метастабильной плазмы могут с конечной вероятностью возникать даже в плазме, средние параметры которой лежат за пределами областей притяжения капель.

Мы полагаем, что метастабильное состояние плазмы в целом является ответственным за коалесценцию капель воды в облаках и тумане. Действительно, в этом состоянии расстояние между поверхностями капель составляет 10^{-6} – 10^{-7} м, что в десятки раз меньше, чем радиус капель, $R_0 = 10^{-5}$ м. Время существования данного состояния велико, поэтому оно с вероятностью 100 % заканчивается коалесценцией.

Сравним значения коэффициента коалесценции капель при отсутствии электростатического взаимодействия и при его наличии. При броуновской коалесценции, согласно теории Смолуховского (Волков, 2001), коэффициент коалесценции равен

$$K_D = 8\pi DR_0 = \frac{4kT}{3\eta}. \quad \text{При наличии электростатического}$$

взаимодействия легко показать, что коэффициент коалесценции

$$\text{равен } K_{DE} = 8\pi DR_E = \frac{4kT}{3\eta} \frac{R_E}{R_0},$$

где $D = \frac{kT}{6\pi\eta R_0}$ — коэффициент диффузии капель,

η — коэффициент динамической вязкости воздуха,
 $R_E \approx \frac{e^2 Z^2}{4\pi\epsilon_0 kT} + R_0$ — «электрический» радиус капли (расстояние

между каплями, при котором энергия электрического притяжения капль равна их кинетической энергии). Благодаря электростатическому взаимодействию, коэффициент броуновской коалесценции увеличивается в R_E / R_0 раз.

В случае движущейся среды, например, при гравитационной коалесценции, коэффициент коалесценции равен $K_V = \pi R_0^2 V$ (Ивлев, Довгалюк, 1999), а в присутствии электрического взаимодействия равен $K_{VE} = \pi R_E^2 V$,

где V — скорость относительного движения капль.

Таким образом, при наличии электростатического притяжения коэффициент гравитационной коалесценции увеличивается в $(R_E / R_0)^2$ раз.

Оценим величину R_E / R_0 . Согласно рис. 3, она равна 10^2 при $Z = 10^2$. То есть, при величине заряда 10^2 коэффициент броуновской коалесценции в 10^2 раз больше, а при гравитационной — в 10^4 раз больше соответствующего значения коэффициента коалесценции при нулевом заряде капль. При величине заряда капль $Z = 10^3$ соответствующие значения коэффициентов будут больше в 10^4 и 10^8 раз. Таким образом, благодаря электростатическому взаимодействию, время роста облачных капль до дождевых размеров может сократиться до десятков-сотен секунд вместо многих часов, предписываемых современными теориями образования дождя. Для этого достаточно, чтобы заряд капль составлял около сотни единиц элементарного заряда.

Образование дождя можно представить следующим образом. Капли воды микронного размера образуются в облаках вследствие конденсации водяного пара на активных ядрах конденсации. При дальнейшей конденсации и диффузии пара, капли могут достичь радиуса 10 мкм и одноименного заряда до сотен единиц

(Таблицы..., 1976) (полагаем, что зарядение капель происходит благодаря межфазному переходу ионов воды при фазовом превращении пар-вода). Но этого недостаточно для начала коалесценции. Для начала коалесценции необходимо, чтобы в облаке присутствовали как положительно, так и отрицательно заряженные капли. Это возможно в зрелом облаке, в котором давление паров воды над поверхностью капель близко к давлению насыщенного пара, и интенсивность процессов конденсации равна интенсивности процессов испарения. Испаряющиеся капли приобретают электрический заряд противоположный заряду конденсирующихся капель. При равенстве числа актов конденсации и испарения средний заряд положительно заряженных капель примерно равен среднему заряду отрицательно заряженных. В этих условиях, а также при условии, что $Z > 40$, становится возможным образование зародышей метастабильного состояния плазмы в целом, быстрая коалесценция капель и образование дождя.

Вышесказанное относится к воздушной среде, в которой нет турбулентности. В реальной атмосфере турбулентность может препятствовать образованию метастабильного состояния капель и уменьшать коэффициент «электростатической» коалесценции. Для образования метастабильного состояния капель необходимо, чтобы

сила электрического взаимодействия капель $F_q = \frac{e^2 Z^2}{4\pi\epsilon_0 d^2}$

превышала силу «растаскивания» капель из-за турбулентности F_s . Силу F_s можно представить как силу Стокса, действующую на капли со стороны воздушного потока

$$F_s = 3\pi\rho\nu Dv_{1,2},$$

где ρ — плотность воздуха,

ν — кинематическая вязкость воздуха,

D — диаметр капли,

d — расстояние между каплями,

$v_{1,2}$ — средняя разность скоростей воздуха в точках нахождения капель.

Величину $v_{1,2}$ можно оценить по порядку величины с помощью известной функции корреляции скоростей в точках 1 и 2 при условии,

$$\text{что } d \ll \lambda_0 = l / \text{Re}^{0.75}: v_{1,2} \approx d \sqrt{\frac{2}{15} \frac{\varepsilon}{\nu}} \approx d \sqrt{\frac{2}{15} \frac{u^3}{l \nu}} \quad (\text{Landau, Lifshitz, 1978}),$$

где ε — скорость диссипации энергии,

l — характерный размер системы,

u — изменение скорости воздуха на протяжении расстояния l ,

$\text{Re} = ul/\nu$ — число Рейнольдса.

$$\text{Из условия } F_q > F_s \text{ следует: } Z > 6.6 \left(\frac{\varepsilon_0 \rho D d^3}{e^2} \right)^{0.5} \frac{\nu \text{Re}^{0.75}}{l}.$$

При значениях параметров $l = 10^2$ м, $D = d = 10^{-5}$ м, $u = 0,5$ м/с, $\text{Re} = 5 \times 10^6$, $\lambda_0 = 0.9 \times 10^{-3}$ м получим $Z > 1,3 \times 10^2$. Величина заряда Z оказалась сравнимой с величиной заряда 10^2 , необходимой для образования метастабильного состояния капель размером 10 мкм. Поэтому, электростатическая коалесценция и образование капель дождя за счет электрического механизма возможны в турбулентных средах с числом Рейнольдса 5×10^6 и менее.

Заключение

Результаты, полученные в настоящей статье, показывают возможность взаимного притяжения и существования метастабильных состояний положительно и отрицательно заряженных капель воды в капельно-ионной плазме, а также существование метастабильного состояния капельно-ионной плазмы в целом. Последнее, как было показано, может отвечать за быструю коалесценцию капель воды в облаках. Полученные результаты могут быть полезны для дальнейшего продвижения в преодолении узкого места в проблеме конденсационно-коалесцентного роста капель в облаках и образования дождя.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Волков В. А. (2001). Коллоидная химия. Поверхностные явления и дисперсные системы. — М.: МГТУ им. А.Н. Косыгина. 272 с.

Ивлев Л. С., Довгалюк Ю. А. (1999). Физика атмосферных аэрозольных систем. — СПб.: НИИХ СПбГУ. 194 с.

Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. (2002). Теоретическая физика. Т.5 Статистическая физика. Ч.1. — М.: ФИЗМАТЛИТ. 616 с.

Таблицы физических величин. Справочник. (1976) / Под ред. Кикоина И. К. — М.: АТОМИЗДАТ. 1008 с.

Devenish B. J., Bartello P., Brenguier J. L., Collins L. R., et al. (2012). Droplet growth in warm turbulent clouds. Review Article // Q. J. R. Meteorol. Soc. V. 138. P. 1401–1429.

Elperin T., Kleeorin N., Liberman M. A., L'vov V. S., Rogachevskii I. (2007). Clustering of aerosols in atmospheric turbulent flow // Environ. Fluid Mech. V. 7. P. 173–193.

Elperin T., Kleeorin N., Liberman M., and Rogachevskii I. (2013). Tangling clustering instability for small particles in temperature stratified turbulence // Phys. Fluids. V. 25. 085104.

Eidelman A., Elperin T., Kleeorin N., Melnik B., Rogachevskii I. (2010). Tangling clustering of inertial particles in stably stratified turbulence // Phys. Rev. V. E 81. 056313.

Ghosh S., Davila J., Hunt J. C. R., Srdic A., Fernando H. J. S., and Jonas P. (2005). How turbulence enhances coalescence of settling particles with applications to rain in clouds // Proc. Roy. Soc. London. V. 461 A. P. 3059—3088.

Grabowski W. W., and Wang L.P. (2013). Growth of Cloud Droplets in a Turbulent Environment // Annu. Rev. Fluid Mech. V. 45. P. 293–324.

Khain A., Pinsky M., Elperin T., Kleeorin N., Rogachevskii I., Kostinski A. (2007). Critical comments to results of investigations of drop collisions in turbulent clouds // A Review. Atmosph. Res. V. 86. P. 1–20.

Landau L.D., Lifshitz E.M. (1978). Fluid Mechanics, 2nd ed., Course of Theoretical Physics. Vol. 6. Pergamon, Oxford.

Pinsky M. B., Khain A. P. (2004). Collisions of small drops in a turbulent flow. Part II: Effects of flow accelerations // J. Atmos. Sci. V. 61. P. 1926—1939.

Shavlov A.V., Dzhumandzhi V.A. (2010a). Spatially ordered structures in storm clouds and fogs // Physics Letters A. V. 374. P.2561–2565.

Shavlov A. V., Dzhumandzhi V. A. (2010b). Confinement of particles in a three-component dusty plasma // Physica Scripta. V.82. 045502.

Shavlov A. V., Dzhumandzhi V. A. (2013a). Electrostatic attraction of charged drops of water inside dropwise cluster // *Physics of Plasmas*. V. 20. 083707.

Shavlov A. V., Romanyuk S. N., Dzhumandzhi V. A. (2013b). Effective charge and effective radius of water droplet in dropwise cluster // *Physics of Plasmas*. V. 20. 023703.

Shavlov A. V., Dzhumandzhi V. A. (2014). Structure, Temperature, and Density of Metastable Plasmas // *Doklady Physics*. Vol. 59. №. 8. P. 345–350.

Wang L. P., Orlando A., Rosa B., Grabowski W. W. (2008). Turbulent collision efficiency of heavy particles relevant to cloud droplets // *New J. Phys.* V. 10. 075013.

К ТЕОРИИ ПРЯМОГО ИЗМЕРЕНИЯ ДИВЕРГЕНЦИИ ПОТОКА ИЗЛУЧЕНИЯ В ТРОПОСФЕРЕ

А. А. Елисеев

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
E-mail: tolya.eliseev.34@mail.ru

Поступила в редакцию 23.03.2016
Поступила после доработки 10.05.2016

Введение.

Состояние вопроса определения дивергенции потока излучения теоретическими методами

Важнейшие энергетические преобразования в атмосфере происходят благодаря дивергенции потоков, формирующей эволюцию пограничного слоя атмосферы (Кузнецов, 1941). Для рассматриваемого в настоящей работе приземного слоя, ограничиваясь наиболее значительными механизмами переноса тепла — длинноволновым излучением $J_{\text{эф}}$, и турбулентным потоком тепла — уравнение притока тепла (1), можно записать в виде

$$dT/dt \approx -(\rho C_p)^{-1} \cdot dJ_{\text{эф}}/dz - d(\overline{w'T'})/dz, \quad (1)$$

где dT/dt — скорость фактического (результатирующего) изменения температуры, вызванная дивергенцией потоков тепла, К/ч,
 z — вертикальная координата,
первое слагаемое — радиационный приток тепла (РПТ), обусловленный дивергенцией эффективного излучения атмосферы ($J_{\text{эф}}$);
 ρ — плотность воздуха,

C_p — теплоемкость воздуха при постоянном давлении, второе слагаемое — турбулентный приток тепла (ТПТ); w' , T' — флюктуации вертикальной скорости и температуры воздуха, соответственно.

Значения притоков тепла в правой части уравнения (1) приближенно определяются по разности потоков на границах протяженного слоя воздуха и имеют размерность К/ч.

Суточный ход характеристик пограничного слоя атмосферы (ПСА) приближенно повторяет ход приходящей солнечной радиации. Однако количественная оценка эффекта переноса тепла излучением для инверсионных условий до сих пор неадекватна. Упрощенно процесс переноса можно представить следующим образом. После дневного нагрева подстилающей поверхности и прилегающего слоя воздуха, следует ее охлаждение за счет уменьшения и прекращения инсоляции. Ночью приземный слой атмосферы охлаждается путем радиационного теплообмена с поверхностью и вышележащей атмосферой, в т. ч. За счет турбулентного переноса тепла частицами воздуха. Приземный слой атмосферы и примыкающие к нему нижележащие слои пограничного слоя атмосферы (ПСА) при этом развиваются как устойчивый инверсионный слой. Его строение определяется совокупным действием таких физических процессов, как радиационное выхолаживание, турбулентное перемешивание, адвекция, взаимодействие потока излучения с растительностью и подстилающей поверхностью, температурные волны. Протекание процессов обычно усложняется наличием нестационарности (Mahrt, 2007). Ввиду сложности процессов параметризация устойчивого ПСА в региональных прогностических моделях неадекватна (Beljaar, Holstag, 1991; King et al., 2007).

В приземном слое атмосферы при рассмотрении тропосферы как горизонтально однородной среды обычно рассматриваются вертикальные градиенты. Это относится к полям температуры, концентрации парниковых газов, к характеристикам обмена теплом, влагой и импульсом в ПСА.

Как известно, лучистый перенос тепла определяется в основном дивергенцией потоков длинноволнового излучения при прохождении их через турбулентный слой воздуха, поглощающий и излучающий радиацию. Потоки излучения определяются с удовлетворительной точностью (Philipona et al., 1995). Дивергенция же потока излучения, т. е. радиационный приток тепла (РПТ), до настоящего времени определяется косвенно как разность потоков на границах слоя воздуха, отнесенная к его толщине. С удовлетворительной точностью РПТ, как величина средняя в слое воздуха ($z_2 \div z_1$), определяется лишь для слоев достаточно большой толщины по соотношению

$$dJ_{\text{эфф}} / dz (z_2 \div z_1) \sim [J_{\text{эфф}}(z_2) - J_{\text{эфф}}(z_1)] / (z_2 - z_1), \quad (2)$$

в котором $z_2 > z_1$,

$J_{\text{эфф}}$ — эффективное излучение, Вт/м².

Слой ($z_2 - z_1$) обычно имеет толщину 2 ÷ 50 м, которая равна или многократно превышает толщину приземного слоя. (Sun, 2003). При значительном, как правило, нелинейном ходе градиентов температуры с высотой используемые методы учета радиационного переноса тепла содержат неприемлемо большие погрешности (McBean, 1982).

Например, задаем характерное значение РПТ в приземном слое, минус 5 К/ч, (т. е. $\sim 1,6$ Вт/м³). Если принять $J_{\text{эфф}}(z) \sim 50$ Вт/м², то заданное значение РПТ соответствует, согласно (2), относительному увеличению эффективного излучения ~ 3 % в слое 1 м. Поэтому увеличение эффективного излучения с задаваемой погрешностью 20 % от величины РПТ (т. е. $\sim 0,3$ Вт/м²) в природных условиях составляет лишь $0,3/50 \approx 0,6$ % от величины $J_{\text{эфф}}$ и вызывает заметное уменьшение температуры среды. Для уменьшения погрешности РПТ до приемлемых значений необходимо увеличить толщину рассматриваемого слоя не менее, чем на порядок. Но поскольку зависимость потоков от высоты неизвестна, погрешность измерения резко увеличивается (Raisenen, 1996; Шехтер, 1962). Из соотношения Шварцшильда (Ку-Нан Лиоу, 1984) следует необходимость высокого

разрешения по толщине изучаемого слоя (Andre et al., 1982; Estournel et al.; 1985; Raisanen 1996).

Это следует из соотношения для дивергенции эффективного излучения .

$$\frac{dJ_{эфф}}{dz} \approx \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} k_{\lambda}(z) \cdot [J_{\lambda} \uparrow + J_{\lambda} \downarrow - 2 \cdot E_{\lambda}(T)] \cdot d\lambda , \quad (3)$$

где $J_{\lambda} \uparrow$, $J_{\lambda} \downarrow$, $E_{\lambda}(T)$ — спектральная плотность потоков длинноволнового излучения, приходящего из нижнего, верхнего полупространства, излучаемого абсолютно черным телом (АЧТ) при температуре воздуха T на высоте измерения z , соответственно; здесь $k_{\lambda}(z)$ — объемный коэффициент поглощения воздуха, m^{-1} ,

λ_1, λ_2 — границы длинноволнового диапазона, мк, включающего полосы поглощения водяного пара, углекислого газа и озона.

При изменении толщины слоя или высоты z , значение и даже знак коэффициента $k_{\lambda}(z)$ становится неопределенным (Шехтер, 1962).

Для спектральной области эффективного излучения характерно слабое поглощение и большая толщина влияющего слоя. (Шехтер, 1962). Вместе с тем, при формировании дивергенции в приземном слое, где при слабых ветрах градиенты температуры и РПТ значительны, преобладает лучистый теплообмен с близлежащими слоями.

По мере совершенствования параметризации переноса тепла в прогностических моделях ПСА, требования к разрешающей способности при определении потоков повышаются. Однако с уменьшением толщины рассматриваемого слоя пропорционально увеличивается погрешность определения разности потоков на границах изучаемого слоя, достигая недопустимо больших значений, особенно в нижней части приземного слоя.

Так, до настоящего времени встречаются различия оценок относительной роли радиационного и турбулентного притоков тепла по модулю и даже по знаку притока. Характерно, что в научной литературе по переносу тепла в приземном слое встречаются

многократные полярные утверждения, диапазон которых — от констатации недопустимой погрешности общепринятого метода определения дивергенции потока излучения по разности потоков (Lunn 1997; Кондратьев, 1963), до отрицания самой возможности практического определения дивергенции потоков с высоким разрешением (Duynkerke, 1999).

Ввиду сложности процесса переноса тепла вблизи поверхности, учет РПТ в нижней части приземного слоя, особенно в 1÷2 м от поверхности, представляется необходимым ввиду того, что здесь РПТ может в сотни раз превосходить РТП в вышележащих слоях, а также вызывать изменение градиентов и временного хода температуры воздуха, многократно превосходящие фактические (Савийярви, 2006), особенно при неустойчивой стратификации. Это означает наличие значительных и так же недостаточно изученных нерадиационных притоков тепла, взаимодействующих с РПТ.

Стратификации, преобладающие, согласно данным Режимно-справочного банка данных «Тепловой баланс РФ», в приземном слое, характеризуются в среднем значительными величинами РПТ в спектральных интервалах сильного поглощения. Это проявляется благодаря значительному градиенту температур в слое 2 ÷ 0.5 м. Так, в часы 01 и 13 среднего солнечного времени на метеостанциях Архангельск, Воейково, Астрахань в 2009 г. средний за июль градиент температуры воздуха превышал по модулю значение 0,1 К/1,5 м, (т. е. > 7К/100 м) в 80 % случаев. Такое же превышение градиента, среднее за февраль, имело место в 75 % случаев, в 50 % случаев для Архангельска. Приведенные значения градиента в несколько раз превышают значение градиентов температуры, характерных для безразличной стратификации, и соответствуют значительным величинам РПТ, которые необходимо учитывать.

Эта информация, практически не учитываемая в настоящее время, необходима для описания процессов вблизи поверхности: взаимодействия радиационного и турбулентного притоков тепла, взаимодействия излучения с растительностью, исследования характеристик шероховатости, закономерностей перехода

молекулярного потока тепла в турбулентный, особенно в устойчивом приземном слое. Необходимо заметить, что значительные изменения переноса тепла могут вызываться относительно малыми изменениями градиентов температуры. Существенно, что вышеизложенное состояние проблемы полагалось не поддающимся экспериментальной проверке для приземного слоя.

Методы и средства для прямых измерений дивергенции длинноволнового потока излучения

Гипотетический приемник дивергенции потока излучения (т. е. приемник РПТ), как показано в работе (Funk, 1960), должен иметь собственную спектральную чувствительность, подобную спектральному поглощению парниковых газов воздуха в длинноволновом (ДВ) интервале.

$$k_{\lambda} = A_{\lambda} \times \text{const}_1 \quad (4)$$

где k_{λ} , A_{λ} — спектральные коэффициент поглощения парникового газа и поглощательная способность материала приемника, (пропорциональная чувствительности), соответственно. Чувствительность материалов, удовлетворяющих (4), должна быть весьма селективна по спектру.

Между тем, известно, что не существует оптических материалов, даже приближенно удовлетворяющих (4) в длинноволновом интервале (Воронкова и др., 1965). Существующие же материалы не имеют окон прозрачности, подобных водяному пару, и являются практически неселективными, что означает неопределенность const_1 в уравнении (4). Поэтому, принцип прямого определения $dJ_{\text{эфф}}/dz$ до настоящего времени оставался неосуществленным, несмотря на актуальность задачи и неоднократные попытки решения. Эти попытки (Gergen, 1959; Aagard, 1960) практически ограничились созданием технически простого, но в принципе непригодного, как было показано (Funk, 1960; Костяной, 1966), неселективного теплового приемника

излучения со сферическим углом зрения, названного «черным шаром» (ЧШ). непригодность этого приемника определяется неопределенностью const_1 в (4) из-за принципиального различия неселективного поглощения «черного» приемника и весьма селективного молекулярного поглощения слоем парниковых газов атмосферы с окном прозрачности в интервале 8—13 мкм и диапазоном случайных изменений k_λ более 10^4 по спектру. (Гуди, 1966). Известны другие попытки определения РПТ, относящиеся практически к высотам измерений лишь в верхней части приземного слоя или выше его. (Corradini et al., 1975).

Таким образом, непригодность обоих существующих экспериментальных методов — общепринятого конечно-разностного и альтернативного, включая метод «черного шара», для определения РПТ в тонком слое воздуха, как и неадекватная параметризация РПТ в теоретических расчетах (Шехтер, 1962; Горчакова и др., 1988; Steeneveld et al., 2010; Фейгельсон и др., 1991) представляется основным препятствием для параметризации лучистого переноса тепла в приземном слое, особенно при устойчивой стратификации, когда роль РПТ в переносе тепла основная. Также немаловажно, что до настоящего времени основное внимание уделялось исследованию турбулентного переноса тепла (Suxart et al., 2006), что затрудняло разработку адекватной параметризации РПТ. Модели пограничного слоя, а также результаты измерений радиационных притоков в атмосфере, до настоящего времени неадекватно описывают перенос тепла при инверсии. Это весьма негативно влияет на прогноз строения ПСА (Steenefeld, 2010). Такая ситуация, существующая в течение длительного времени, определяет актуальность создания альтернативного метода прямого измерения $dJ_{\text{эфф}}/dz$ в тонком слое воздуха, в т. ч. вблизи поверхности.

Альтернатива общепринятому конечно-разностному методу определения дивергенции по разности потоков в слое представляется в создании метода, характеризующего взаимодействие потока тепла и некоего селективного приемника излучения в «точке», практически не искажающего поток. Взаимодействие потока излучения с

приемником, вызывающее изменение его температуры или фототока, должно быть пропорционально дивергенции потока излучения (РПТ) и обеспечивать надежное измерение.

Приближенный метод определения радиационного притока тепла

Предлагаются различные пути реализации прямого метода измерения РПТ, преимуществом которых должно быть высокое пространственное разрешение, при приемлемой точности.

1. Метод приближенного определения РПТ.

Условие (4) подобия спектральных характеристик поглощения приемника РПТ и воздуха, как известно, невыполнимое, заменено условием приближенного подобия интегрального поглощения приемника и воздуха, согласно соотношению (5).

$$k \approx A \times \text{const}_2 \quad (5)$$

Это означает, что отношение излучения в интервалах сильного и слабо-поглощаемого излучения в РПТ, должно быть равным для материала приемника и для парниковых газов воздуха в диапазоне значений k в приземном слое. В созданном приемнике в качестве чувствительного элемента используется пластина хлористобромистого таллия (KRS-6), поглощение которого по спектру изменяется, как и у воздуха, на несколько порядков; имеется окно прозрачности в интервале $\lambda < 20$ мкм. Для учета поглощения в двух полосах водяного пара поглощение пластины приемника, имеющего лишь одну полосу, было пропорционально увеличено, согласно расчету (Елисеев, 1970), в предположении одинакового контура полос. Длинноволновый РПТ измеряется как напряжение постоянного тока, пропорциональное установившейся разности температур пластины KRS-6 селективного приемника и окружающего воздуха. Калибровка такого приемника производится по излучателю типа «черного тела»

при известной влажности воздуха, являющегося рабочим газом при калибровке.

Проделанный спектральный расчет интегрального поглощения показал выполнимость соотношения (5), с неопределенностью const_2 до $30 \div 40$ % (Елисеев 1968) относительно модели Эльзассера (Elsasser et al., 1960) для водяного пара в приземном слое.

С помощью предложенного приемника в проекте КЭНЭКС впервые удалось осуществить прямые профильные натурные измерения длинноволнового РПТ в ночное время на нескольких высотах с разрешением ~ 5 сантиметров, с удовлетворительным результатом.

Преимущество предлагаемого прямого метода состоит в том, что в отличие от конечно-разностного метода, определяемая разность температур ($T_{\text{рад}} - T_{\text{факт}}$) приближенно пропорциональна дивергенции эффективного излучения, (т. е. РПТ), в «точке» расположения приемника. Здесь $T_{\text{рад}}$, $T_{\text{факт}}$ — температура приемника РПТ, и окружающего воздуха, соответственно. Главное преимущество перед методом ЧШ заключается в том, что предлагаемый приемник не нуждается в подгонке к результату расчета, т. к. члены соотношения (5), характеризующие материал приемника и парникового газа, рассчитываются или измеряются при калибровке.

Основной недостаток описанного приемника — погрешность из-за приближенности подобия интегральных характеристик поглощения воздуха и приемника в (5), а также — необходимость коррекции при различии абсолютной влажности во время измерений и калибровки, и значительная постоянная времени приемника.

Квазиидеальный метод прямого измерения радиационного притока тепла

2. Метод «точного» определения РПТ требует создания приемника, спектральное поглощение которого близко к спектральному поглощению идеального приемника, т. е. удовлетворяет соотношению (4). Это, следуя выводам работы Funk

(1960), может быть только слой воздуха m , аналогичный окружающему, при толщине $m \rightarrow 0$

Принцип такого приемника состоит в том, что слой воздуха малой толщины, удовлетворяющий закону линейного поглощения, периодически облучается потоками излучения из сферического пространства, причем поочередно от двух разных источников. Окна лучеприемников в течение всего периода пропускают в лучеприемник приходящее излучение, которое частично поглощается, пропорционально концентрации парниковых газов. При этом, схема модуляции излучения выбрана такой, что, в течение первого полупериода окна пропускают излучение из квазисферического пространства атмосферы; в течение второго полупериода окна пропускают излучение из того же квазисферического пространства, но от «черных» обтюраторов, перекрывающих в это время окна при модуляции. Так, сигнал U , пропорциональный радиационному балансу выделенного объема воздуха, для спектрального излучения с длиной волны λ , составляет:

В течение первого полупериода модуляции:

$$U_{1\lambda} \sim \text{const}_3 \times A_\lambda [(J_{\lambda\uparrow} + J_{\lambda\downarrow})]$$

В течение второго полупериода модуляции:

$$U_{2\lambda} \sim \text{const}_3 \times A_\lambda [2E_\lambda(T)].$$

При модуляции излучения и выбранной схеме модуляции сигнал приемника пропорционален разности потоков, поглощенных слоем воздуха в приемнике в течение первой и второй половины периода модуляции. Амплитуда сигнала при малых значениях A , не выходящих за пределы линейного поглощения, т. е. при $A_\lambda/m \approx k_\lambda$, соответствует

$$(U_1 - U_2)_\lambda \approx \text{const}_4 \times k_\lambda \times [(J_{\lambda\uparrow} + J_{\lambda\downarrow} - 2E_\lambda(T))] \quad (6)$$

Импульсы поглощенного излучения вызывают периодические колебания температуры воздуха, заключенного в жестких полостях

приемника. Следовательно, амплитуда колебаний температуры в слое воздуха в приемнике, в пределах линейного поглощения пропорциональна скорости радиационного изменения температуры воздуха в приемнике.

$$(dJ_{эфф}/dz)_\lambda \approx \text{const} \times k_\lambda \times [(J_{\lambda\uparrow,+} + J_{\lambda\downarrow,-} - 2 E_\lambda(T))] \quad (7)$$

где const определяется особенностями конструкции приемника и методики; частотой модуляции, формой импульса сигнала, а также погрешностями определения потоков и температуры T. Поэтому предлагаемый приемник требует калибровки по поглощенному излучению.

На каждой длине волны радиационный баланс слоя воздуха в приемнике, согласно (7), учитывается с весом, пропорциональным k_λ .

Сумма значений $(dJ_{эфф}/dz)_\lambda$ в длинноволновом диапазоне составляет РПТ, описываемый соотношением (3).

Приемники модулированного излучения, как известно, обладают, при наличии усиления сигнала, более высокой пороговой чувствительностью и отношением напряжений «сигнал/шум», чем актинометрические (безмодуляционные) приемники. Решением, близким к идеальному для определения РПТ, представляется использование так называемого оптико-акустического (ОА) эффекта в газах, открытого в 1881 г. Беллом, Тиндалем и Рентгеном. Вейнгер (1939) впервые создал приемник (спектрофон) на основе ОА эффекта, что позволило определять концентрацию газов, по их селективному излучению в выбранном спектральном интервале, причем с высоким пространственным разрешением и высокой точностью фотометрирования. Так, селективные приемники оптико-акустических газоанализаторов позволяют измерять минимальную мощность излучения, поглощенного в 1 см^3 парникового газа тропосферы Земли $\sim 10^{-9}$ Вт, что не превышает минимальные значения РПТ, используемые при расчетах.

Импульсы поглощенного парниковыми газами излучения вызывают периодические колебания температуры воздуха в

изолированной жесткой полости, а значит, колебания давления, измеряемые микрофонным преобразователем.

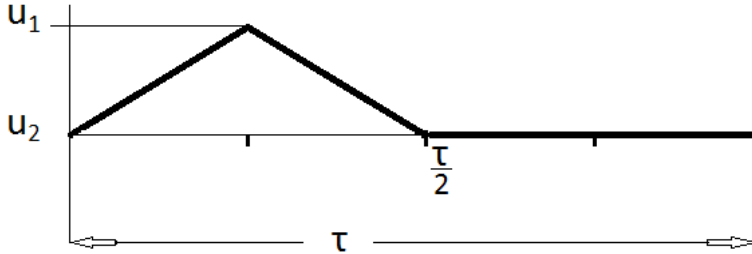


Рис. 1. Схема измерения модулированного сигнала в ОА приемнике РПТ.

На рис 1 показано формирование сигнала напряжения одноволнового спектрофонного приемника в течение периода модуляции τ . Форма импульса на рис 1 схематичная. Значение U_1 характеризует первую половину периода модуляции, при открытых окнах приемника (приведен случай радиационного нагрева) от излучения атмосферы. Вторая половина периода характеризуется тем, что на окна приемника падает излучение от «черных» обтюраторов, близких по температуре к окружающему воздуху, т. е. $U_2 \approx U_0$ (где U_0 — фоновый сигнал). Сигнал переменного тока, выдаваемый ОА приемником РПТ, равен $(U_1 - U_2)$.

Усложнением прямого метода является калибровка по поглощенному излучению, для которой необходимы источник излучения и газовая смесь с известными спектральными характеристиками излучения и поглощения в диапазоне пропускания окон светофильтров.

Прохождение потока излучения J через поглощающую среду приближенно описывается соотношением вида

$$dJ/dz \sim \text{const}_3 \times (1 - e^{-kz})/dz \quad (8)$$

Как описывалось выше, необходима малая толщина приемника РПТ. Если температура, давление, химический состав воздуха, заключенного в приемнике, и окружающего одинаковы, то характеристикой погрешности является нелинейность поглощения, что выражается в соотношении

$$(1 - e^{-kz}) / kz \leq 1. \quad (9)$$

где kz — оптическая толщина поглощающего слоя водяного пара в квазиидеальном приемнике, где нелинейность пренебрежимо мала.

Нелинейность, согласно закону Бугера, может вызывать заметное занижение величины отношения в левой части (9), т. е. занижение РПТ при увеличении kz . С другой стороны, с уменьшением z величина левой части (9) возрастает, но достигает 1 только при $z \rightarrow 0$. Последнее означает невозможность создать идеальный приемник, у которого размер чувствительного элемента, воспринимающего излучение при отсутствии нелинейности, равен нулю.

Поэтому создание реального приемника РПТ является компромиссом, при котором минимальное значение z определяется техническими возможностями измерения $dJ_{эф}/dz$. Максимальное значение z пропорционально значению допускаемой погрешности. Описываемый ОА приемник позволяет реализовывать различные варианты модернизации для расширения возможностей метода, например, для осуществления отдельного измерения восходящей и нисходящей компонент, измерения РПТ за счет отдельного парникового газа, улучшения угловой характеристики.

Выводы

На основе совместного использования результатов исследований (Funk) а также предложений Елисеева (1970, 1977) впервые, при отсутствии аналогов, доказывається осуществимость прямого измерения РПТ в приземном слое.

Для этой цели предлагаются два варианта оригинальных селективных тепловых приемников для приближенных и квази-

идеальных измерений. Во-первых, селективный приемник с использованием в качестве чувствительного элемента пластины оптического материала, KRS-6, приближенно имитирующего поглощение двух сильных полос водяного пара, определяющих РПТ в приземном слое. В варианте квазиидеального приемника предлагается использование тонкого слоя воздуха в качестве чувствительного элемента ОА приемника РПТ, с модуляцией излучения. Представляется, что использование селективного приемника на основе ОА технологии позволяет радикально улучшить возможности измерения лучистого переноса тепла и его параметризацию для любой стратификации с разрешением 1–5 см. Имеются возможности для расширения функций устройства путем модернизации приемника и измерительной схемы.

Работа выполнялась при поддержке РФФИ (грант № 02-05-62348-а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Воронкова Е.М., Гречушников Б. Н., Дистлер Г. И., Петров И. П. (1965). Оптические материалы для инфракрасной техники. — Л.: Наука. 335 с.

Гаевская Г. Н., Кондратьев К. Я., Якушевская К. Е. (1963). Лучистый приток тепла и тепловой режим приземного слоя атмосферы / Труды Всесоюзного научного метеорологического совещания. Т. 6. — Л.: Гидрометеиздат. С. 1258–1269.

Гуди Р. (1966). Атмосферная радиация. 1. Основы теории. — М.: Мир. 522 С.

Елисеев А.А. (1970). Устройство для измерения лучистого притока тепла в атмосфере. // Авт. Свидетельство № 272617 . Бюллетень «Открытия, изобретения». № 19. 1970.

Елисеев А. А. (1968). О возможности моделирования поглощательных свойств воздуха различными материалами. // Труды ГГО. Вып 226. С 34–41.

Елисеев А. А. (1977). Оптико-акустический метод прямого измерения лучистого притока тепла в атмосфере. // Изв. АН СССР. ФАО. Т. XIII. № 10. С 1018–1024.

Кондратьев К. Я. (1963). О возможности прямого измерения лучистого притока тепла. // Проблемы физики атмосферы. Вып. 1. С. 3–16.

Кузнецов Е. С. (1941). Лучистый теплообмен в движущейся жидкой среде. // Изв. АН СССР. Сер. Географическая и геофизическая. С. 4–27.

Ку-Нан Лиоу (1984). Основы радиационных процессов в атмосфере. — Л.: Гидрометеиздат. 376 С.

Шехтер Ф. Н. (1962). К возможности прямого измерения лучистого притока тепла в атмосфере // Труды ГГО. Вып. 127. С 14–25.

Andre J. C. Mahrt L. (1982). Nocturnal surface inversion and influence of clear-air radiative cooling. // J. Atmos. Sci. 39. P. 864–878.

Beljaars A. C. M. and Viterbo. (1998). Role of the boundary layer in a numerical weather prediction model. // Clear and cloudy boundary layers. — Amsterdam: Holstag A. A. M. and Duynkerke. P. 287–304.

Bell A. G. (1881). Philosophical. Magazin. Vol. 11. P. 510–529.

Corradini C., Severini M. (1975). Laboratory experimental check of radiative cooling theory // Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. Vol. 101. № 427. P 163–167.

Cuxart J., Holtslag A.A., Beare R.J., Bazile E., Beljaars A., Cheng A., Conangla L., Freedman F., Hamdi R., Kerstein A., Kitagawa H., Lenderink G., Lewellen D., Mailhot J., Mauritsen T., Perov V., Schayes G., Steeneveld G.-J., Svensson G., Taylor P., Weng W., Wunsch S., Xu K.-M. (2006). Single column model intercomparison for a stably stratified atmospheric boundary layer. // Boundary layer Meteorol. V 118. 273–303.

Duynkerke P.G. (1999). Turbulence, radiation and fog in Dutch stable boundary layers. // Boundary Layer Meteorol. 90. P. 447–477.

Elsasser W. M, Culbertson M. F. (1960). Atmospheric radiation tables // Meteorol. Monographs. Vol. 4. № 23.

Funk J. P. (1960). Behaviour of freely exposed absorbers in radiation fields. // J of the Optical Soc.of America. Vol 50. № 10. P. 986–991.

Gergen J. L. (1956). “Black ball”: a device for measuring atmospheric infra-red radiation.// Rev. Sci. Instrum. Vol 27, № 7. P. 453–460.

Ha K., Mahrt L. (2003). Radiative and turbulent fluxes in the nocturnal boundary layer // Tellus. 55A. P. 317–322.

Lunn P., Crowley P., Cress T., Stokes G. (1997). . History and status of the Atm. Radiation Measurement Progress // Proc. of the Sixth Atm. Rad. Measur. Sc. Team Meeting. Texas.

McBean G. A. (1982). Priorities in boundary layer research- thoughts from a working group of the WMO (correspondence)// Bounary Layer Meteorol. V 23. № 1. P. 125–128.

Tyndall. (1880—1881). Nature. № 23. P. 374.

Räisänen, P. (1996). The effect of vertical resolution on clear-sky radiation calculation: Test with two schemes // *Tellus. ser. A.* 48A. P. 403–423.

Roentgen W. C. (1881). *Wiedem. Ann.* № 12. P. 155.

Savijarvi H. (2006). Radiative and turbulent heating rates in the clear air boundary layer// *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* Vol. 132. P 147–161

Steenefeld G. J. et al. (2010). Observations of the radiation divergence in the surface layer and its implication for its parametrization in numerical weather prediction models.// *J. of Geophys. Res.*, Vol. 115. P 1–13.

УДК 551.5

**АКАДЕМИК ГОЛИЦЫН И ЕГО ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ
В ГЛАВНОЙ ФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ**

К. Ш. Хайруллин, Г. И. Прилипко, Н. А. Хорева

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, д.7

E-mail: istpo@main.mgi.mgo.rssi.ru

Поступила в редакцию 10.05.2016



Академик Борис Борисович Голицын (1862–1916)

Борис Борисович Голицын происходил из старинного княжеского рода Гедемина, сын которого был Новгородским князем (Энциклопедический словарь, 1893).

Род Голицыных дал целое поколение русских полководцев и государственных деятелей. Его прямой предок верой и правдой служил Петру I.

Родители Бориса Борисовича расстались, когда ему было 9 лет. Воспитанием мальчика стала заниматься бабушка. По желанию самого Бориса Борисовича его отдали учиться в Морской кадетский корпус, по окончании которого в 1887 г. он продолжил учебу в Морской академии, а впоследствии в Германии в Страсбурге. С 1892 по 1897 г. Б. Б. Голицын преподавал в Московском и Юрьевском университетах, а затем в Николаевской морской академии. В период работы в Морской академии Б. Б. Голицын подготовил и издал курс «Материалы по изучению метеорологии» со ссылкой на лекции, которые читал академик М. А. Рыкачев. В 1896 г. он участвовал в экспедиции на Новую Землю для наблюдения полного солнечного затмения.

В Академии наук Голицыну было поручено заведовать физическим кабинетом, который благодаря его усилиям превратился в хорошо оборудованную лабораторию для проведения экспериментальных исследований. В 1895 г. он был избран экстраординарным, а в 1898 г. ординарным академиком по отделу физики.

В 1899–1905 гг. основная деятельность Голицына была связана с государственной службой на посту управляющего Экспедицией государственных бумаг. Со свойственной ему энергией Голицын осуществил коренную реорганизацию и техническое переоснащение вверенного ему предприятия, превратив его из убыточного в прибыльное. Ему также удалось провести ряд социальных преобразований для улучшения условий труда, быта и отдыха рабочих и служащих Экспедиции.

Несмотря на то, что работа в Экспедиции требовала времени и сил, Голицын не оставлял научных занятий. Он продолжал активно работать в правлении и различных комиссиях Академии наук. Как

член правления Академии, он часто исполнял обязанности ее секретаря.

В 1910 г. получил диплом почетного доктора Манчестерского университета, а в 1911 г. избран президентом Международной сейсмологической ассоциации. К этому времени Б. Б. Голицын являлся автором гальванометрического способа наблюдений сейсмических явлений, создателем сейсмографа.

М. А. Рыкачев, подавая прошение об отставке с поста директора Главной физической обсерватории (ГФО), указал на Голицына как на ученого, способного его заменить. Академия наук 6 мая 1913 г. избрала Голицына директором Главной физической обсерватории. Первый год на этом посту Голицын занимался перестройкой деятельности Обсерватории в соответствии с ее новым Уставом. Если раньше ГФО была в основном административно-методическим метеорологическим центром, то теперь на нее было возложено производство научных исследований. Основной проблемой деятельности ГФО Голицын считал отсутствие исследований общих физических процессов в атмосфере и слабое приборное обеспечение. В связи с этим им было приобретено много новых физических приборов, набран научный персонал, включавший физиков и математиков с университетским образованием.

В начальный период директорства в Главной физической обсерватории Борис Борисович посвятил особенно много времени и сил устройению при Обсерватории большой механической мастерской для снабжения страны собственными приборами. Причиной такого решения послужили следующие обстоятельства.

Для организованных в 1914 г. трех экспедиций Б. Б. Голицыну пришлось выписывать из-за границы (Германия, Франция, Англия, Австрия) специальные приборы для проведения наблюдений в период полного солнечного затмения. При этом «Голицын почувствовал всю тяжесть нашей зависимости от иностранной промышленности, которой и решил положить конец» (Шенрок, 1916).

Ознакомившись с мастерскими ГФО, где работало всего два механика, Голицын понял, что они не могут удовлетворять даже самые насущные потребности Обсерватории в приборах. Стремясь

обеспечить независимость Обсерватории от поставщиков, он оборудовал первоначально при ней собственную литографию для печати бланковых материалов. Была расширена деятельность мастерских по изготовлению и ремонту анемометров, барометров, термометров, гигрометров.

В 1894 г. Академия наук прекратила выпуск «Метеорологического сборника — Repertorium für Meteorologie», поэтому работы по геофизике и метеорологии стали печатаются в различных изданиях: «Записках...» и «Известиях...». Реорганизация, расширение деятельности ГФО, увеличение ее научного потенциала, потребность выпускать в свет не только материалы наблюдений в виде Летописей ГФО, но и результаты научной обработки этих материалов в виде ученых трудов — все эти вместе взятые обстоятельства поставили вопрос о создании в Обсерватории собственного печатного издания. В связи с этим Голицын предложил издавать «Геофизический сборник», первый том которого вышел в 1914 г. под его редакцией.

В Геофизическом сборнике публиковались работы по метеорологии, земному магнетизму и геофизике в основном на русском языке. Статьи на иностранных языках обязательно сопровождалась кратким изложением содержания на русском языке. Во введении к первому тому Голицын писал: «Сборник предназначается для оригинальных научных работ по метеорологии, земному магнетизму и геофизике вообще, как служащих обсерватории, так и посторонних ученых. Кроме оригинальных работ в нем будут помещаться также рефераты о больших работах, появившихся в других изданиях и общие обзоры работ по отдельным отраслям геофизики» (Геофизический сборник, 1914).

В соответствии с Уставом ГФО с 1912 г. женщинам было дано право должности наравне с мужчинами. Профессор Е. С. Рубинштейн (1891—1981) работала в ГФО–ГГО с 1915 по 1975 г. после окончания Бестужевских курсов. Она неоднократно рассказывала о демократичности и доступности директора, который регулярно обходил подразделения и беседовал не только с руководителями, но и с рядовыми сотрудниками. На протяжении всей своей работы в ГГО Евгения Самойловна в дискуссиях произносила

фразу: «Что Вы меня учите, меня на работу князь Голицын принимал!».

Б. Б. Голицын проводил регулярные собрания старших служащих, на которых рассматривались вопросы, связанные с научной и издательской деятельностью. С 1914 г. стали проводиться ежемесячные собрания всех служащих, где заслушивались и обсуждались отчеты о работе, обзоры трудов русских и зарубежных ученых по метеорологии и геофизике. На этих собраниях выступали видные ученые М. М. Рыкачев, С. И. Савинов, Н. Н. Оболенский, А. И. Кайгородов, А. А. Каминский, Б. И. Срезневский (Отчеты..., 1913–1916).

Еще в мае 1914 г. в немецком журнале «Погода» появилась статья «Война и погода», в которой приводятся факты влияния погодных условий на ход военных операций. Автор предлагал при Военном штабе ввести должность метеоролога, который бы давал прогноз погоды. По-видимому, у немцев уже существовал план мобилизации метеослужбы на случай войны. Через два месяца после ее начала был создан «Центральный метеорологический пост» Западного фронта Германии. В Англии и Франции подобные службы возникли лишь в 1915—1916 гг. главным образом под влиянием газовых атак германских войск. Создание таких служб требовало подготовки военных метеорологов, которая велась в Прусском метеорологическом институте в Берлине, обсерваториях Мюнхена и Таунаса, курсах метеорологов в Свинеминде.

В начале Первой Мировой войны Б. Б. Голицын осуществил реорганизацию деятельности метеослужбы и ГФО. Экстренно был подготовлен «Климатический бюллетень для нужд Северной Армии». Была сокращена деятельность по инспекции метеостанций, а сэкономленные средства использовались для военных нужд. Выполнялись работы по составлению месячных климатических бюллетеней для армии (Отчеты..., 1913—1914).

В условиях военного времени стало понятно, что получать приборы из-за границы будет практически невозможно, Голицын скупил метеорологические приборы во всех кустарных мастерских Петербурга и Москвы. Эти приборы использовались для снабжения

всех ведомств, связанных с обеспечением Армии и Флот, а также для проведения наблюдений на метеорологических станциях, которые начало создавать Военное ведомство в районах боевых действий. Поставщиками термометров и стеклодувных изделий для химических и физических лабораторий в России были кустарные мастерские, а специальные метеорологические термометры изготавливала только мастерская Ф. О. Мюллера. Но с началом военных действий прекратилось поступление из Германии заготовок термометров. Выпуск метеорологических термометров приостановился.

В начале 1915 г. Голицын организовал термометрическую мастерскую при ГФО. Ему с большим трудом удалось добиться, чтобы некоторых специалистов отозвали из армии. Для изготовления метеорологических термометров необходимо специальное термометрическое стекло (иенское), оно в те годы производилось только в Германии. Военные власти по требованию Голицына приказали стеклодувному заводу в Гусь-Хрустальном разработать технологию и заняться производством стекла, не уступающего по качеству иенскому. Задача была выполнена, и ГФО приступила к изготовлению метеорологических термометров. В мастерских ГФО (две механические мастерские в Петрограде и одна в Онтолово при аэрологической обсерватории) делали также аэронавигационные приборы для военной авиации и часовые механизмы для различных типов метеорологических и аэрологических самописцев. В 1915 г. было поверено около 6 тысяч приборов для Военного Ведомства (Отчеты..., 1913–1916).

Было организовано инструментальное отделение для снабжения армии метеоприборами, и введена должность инспектора военных метеорологических станций. К концу 1915 г. в объединенных мастерских точных приборов ГФО работало уже свыше 250 человек. Так Б. Б. Голицын в годы Первой Мировой войны положил начало отечественному приборостроению в области гидрометеорологии и геофизики. На базе мастерских ГФО в дальнейшем был создан завод «Метприбор».

Фактически созданное на базе трех отделов ГФО подразделение военной метеорологии готовило наблюдателей для армейских

метеорологических станций. В этих работах принимали участие заведующий службой предсказания погоды И. П. Семенов-Тянь-Шанский, заведующий отделом методов предсказания погоды Б. П. Мультиановский и заведующий отделом наблюдений и поверки приборов В. И. Попов. Климатологи ГФО составили около 30 климатических описаний районов боевых действий.

Добровольцами на фронт ушли такие ученые как А. А. Фридман и Н. Н. Калитин. Окончив курсы, они сами стали пилотами и совершали боевые вылеты. А. А. Фридман был награжден Георгиевским крестом и Почетным георгиевским оружием. В дальнейшем они активно участвовали в составлении метеорологических наставлений для пилотов, организации метеопостов, подготовке метеонаблюдателей в авиационных частях.

В целях сохранения военной тайны с 1914 г. прекращается публикация метеоданных в газетах и открытой печати, а с 1915 г. стали шифровать метеосводки. В связи с отсутствием метеоинформации с оккупированных территорий и западных стран были разработаны новые методы прогноза погоды, и появилось понятие «обрезанная синоптическая карта».

По предложению Б. Б. Голицына 22 декабря 1915 г. на базе подразделения военной метеорологии ГФО создается Главное Военное Метеорологическое Управление (ГВМУ) при Военном Ведомстве. Приказом Августейшего Заведующего Авиацией и Воздухоплаванием Действующей Армии от 3 января 1916 г. за № 1 Б. Б. Голицын назначается Начальником ГВМУ. С 4 января он приступает к исполнению своих обязанностей. В состав Главвоенмета вошли сотрудники ГФО И. П. Семенов-Тянь-Шанский, Б. П. Мультиановский, В. И. Попов. Отделения ежедневного бюллетеня и синоптических работ ГФО вошли в него целиком, некоторые другие отделения частично.

Служба предсказания погоды для армии и флота, созданная Голицыным, способствовала подготовке кадров и созданию в армии воздухоплавательных и авиационных частей, а также химических команд. Создание последних было спровоцировано применением немцами отравляющих веществ на Западном фронте.

В апреле 1916 г. Голицын простудился, но надеясь побороть болезнь, поехал на охоту. Вернувшись в ГФО, был вынужден ездить в открытой машине, из-за чего болезнь приняла острый характер, и от воспаления легких 4 (17) мая на 55 году жизни Голицын скончался.

Семенов-Тянь-Шанский в некрологе писал: «В полном расцвете сил, неожиданно, отошел в вечность человек исключительной энергии, редкой работоспособности, громадного организаторского таланта, безупречной чистоты и большой красоты душевной».

Высоко оценили научную деятельность Б. Б. Голицына его современники. Знаменитый ученый В. И. Вернадский писал о работах Голицына, как о «блистательных», академик А. Н. Крылов называет Бориса Борисовича выдающимся ученым, талантливым профессором, «человеком такой кипучей энергии, такого трудолюбия, такой работоспособности и производительности на всех поприщах» (Крылов, 1956).

В память об академике Борисе Борисовиче Голицыне в 1970 году Международный астрономический союз присвоил его имя кратеру на обратной стороне Луны. С 1994 года Отделением геологии, геофизики, геохимии и горных наук Российской АН за выдающиеся научные работы в области геофизики присуждается премия имени Б. Б. Голицына. Его именем названо научно-исследовательское судно «Академик Голицын». А в Адмиралтейском районе Санкт-Петербурга гимназия № 278 носит имя Б. Б. Голицына.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Голицын Борис Борисович. (1972) / БСЭ. Том 7. — М.: Советская энциклопедия, С. 16.

Геофизический сборник.- Т.1., Вып. 1.-Петроград, 1914. — 113с.

Кароль Б. П. (1982). Академик Б. Б. Голицын и метеорология. — Л.: Гидрометеиздат. 48 с.

Крылов А. Н. (1956). Воспоминания и очерки. — М.: АН СССР. 880 с.

Личное дело Б.Б. Голицына 1913–1916 гг. Архив ГТО.

Отчеты о деятельности ГФО. 1913–1916 гг.

Семенов-Тянь-Шанский И. П. (1916). Академик Б. Б. Голицын // Морской сборник. № 8.

Шенрок А. М. (1916) Памяти князя Бориса Борисовича Голицына // Ежемесячный метеорологический бюллетень. Май. С. 1–3.

Энциклопедический словарь (1893). Том IX. — СПб.: Типо-Литография И.А. Ефрона. С. 46–53.

ЖУРНАЛЪ

въ . 8 . день . 1 . ю л я 1913 года (въ ПОНЕДЕЛЬНИКЪ)

Засѣданія Хозяйственнаго Комитета Николаевской Главной Финансовой Обсерваторіи, въ которыхъ

Президиальствовагь:

Князь Б. Б. Голицынъ.

Присутствовали:

Э.Ю. Бергъ, В.В. Кузнецовъ и Е.А. Гейнцъ.

Доказывали:

Е.А. Гейнцъ.

Слушали:

№№ статей.	
О выдачѣ С. Д. Грибоѣдову 3471 р. 90 коп. на расходы по командировкѣ во Владивостокъ.	233
Объ уплатѣ подрядчику Шу - баеву 300 р. убытковъ, понесенныхъ имъ въслѣдствіе расторженія контракта.	234

Просьба Ученаго Секретаря о разрѣшеніи выписать ассигновку на расходы по командировкѣ С.Д. Грибоѣдова во Владивостокъ на сумму 3471 р. 90 коп.

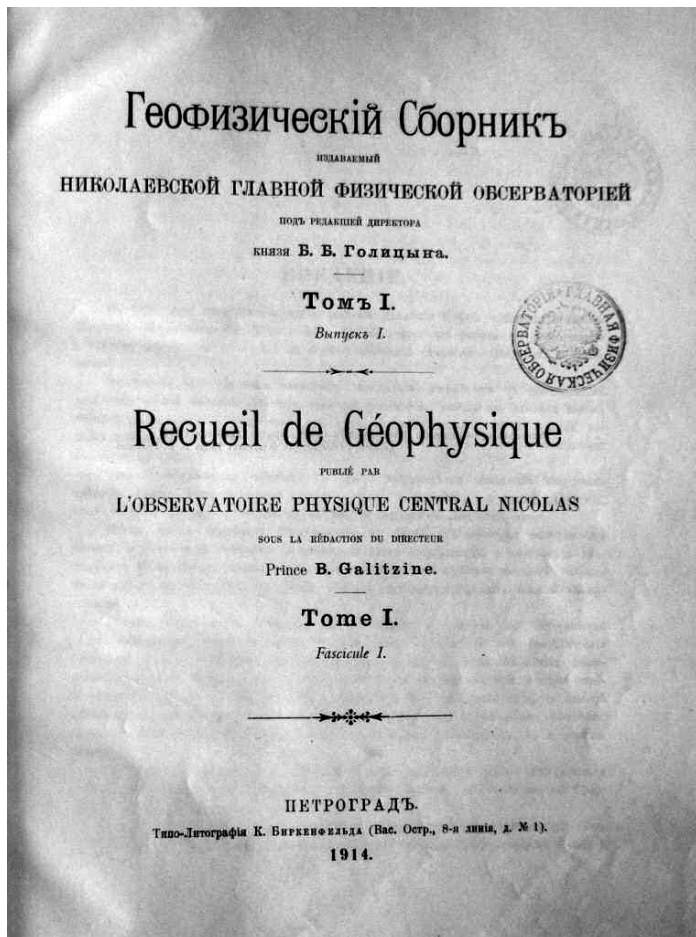
Опредѣлили: выписать ассигновку на имя С.Д. Грибоѣдова на 3471 р. 90 коп. изъ остатковъ отъ штатныхъ суммъ Владивостокской Обсерваторіи, когда получится изъ Министерства Народнаго Просвѣщенія разрѣшеніе на его командировку.

Заявленіе подрядчика Шубаева объ уплатѣ ему 300 р. убытковъ, понесенныхъ имъ въслѣдствіе расторженія контракта.

Опредѣлили: въ виду нарушенія контракта, выдать Шубаеву 300 р. изъ кредита въ 41600 р. и взять съ него подписку

Отвѣтъ объ исполненіи

Страница журнала засѣданія хозяйственнаго комитета ГФО под председательством Б. Б. Голицына. 1913 г.



Титульный лист I тома «Геофизического сборника, ГФО, 1914 г.

26

Г. Министру Народнаго Просвѣщенія
Просвѣщенія

ИМПЕРАТОРСКАГО
УЧЕБНАГО
УЧРЕЖДЕНІЯ

37.

Министръ милостивѣе прошу
Сидѣть, по сему проше
Августина Инвалинскаго
Винни и Водкоинвентаря
Дисциплины стрѣльба 3 сего
двѣдъ № 1 и 2
Генералъ-лейтенантъ Губернаторъ
Министерства Губернаторъ
и 4 сего двѣдъ въступилъ въ
исполненіе своихъ обязанностей
Служба.

Письмо Б. Б. Голицына министру Народного Просвещения о вступлении в должность начальника Главного Военно-метеорологического управления.

ПОСВЯЩАЕТСЯ
ПАМЯТИ
АКАДЕМИКА
КНЯЗЯ БОРИСА БОРИСОВИЧА ГОЛИЦЫНА.
Директора Николаевской Главной Физической Обсерваторіи
съ 1913 по 1916 г.

Николаевская Главная Физическая Обсерваторія, выпуская настоящій III томъ Геофизическаго Сборника, посвящаетъ его памяти незабвеннаго основателя Сборника и его редактора, покойнаго директора князя Б. Б. Голицына.

Всѣ статьи, вошедшія въ настоящій томъ, были въ свое время просмотрѣны княземъ Б. Б. Голицынымъ; въ каждую изъ нихъ онъ вложилъ свои знанія или въ формѣ критики, или разработкой деталей; такимъ образомъ, покойный является редакторомъ III-го тома. Во 2-омъ выпускѣ появится статья самого князя Б. Б. Голицына, написанная имъ по поводу статьи А. А. Фридмана: „О наблюденіяхъ надъ шарами—пилотами съ одного пункта“, предназначившейся для Геофизическаго Сборника. Съ согласія А. А. Фридмана, его статья будетъ напечатана вмѣстѣ съ посмертною статьею князя Б. Б. Голицына.

Николаевская Главная Физическая Обсерваторія, глубоко скорбя объ утратѣ вдохновителя Геофизическаго Сборника, рѣшила продолжать начатое покойнымъ изданіе, слѣдуя той-же широкой программѣ, которую онъ намѣтилъ для него.

Изданіе Геофизическаго Сборника будетъ служить живымъ памятникомъ князю Б. Б. Голицыну, какъ одно изъ проявленій задуманнаго имъ расширенія и поднятія научной дѣятельности Обсерваторіи.

Директоръ Николаевской Главной Физической Обсерваторіи
Академикъ А. Н. Крыловъ.

Введение академика А. Н. Крылова в III тому «Геофизическаго сборника»,
ГОФ, 1916 г.

**Приборы эпохи Первой мировой войны из собрания
Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова**



Вентиляционный анемометр.
Предназначен для измерения скорости ветра.



Змейковый метеорограф В. В. Кузнецова.
Предназначен для регистрации данных о скорости ветра и температуре
воздуха.

Разработан В. В. Кузнецовым. Изготовлен в мастерской Павловской
(Константиновской) обсерватории в 1910 г.



Змейковый метеорограф В. В. Кузнецова.
Предназначен для регистрации данных о скорости ветра и температуре и
влажности воздуха.
(представлена внутренняя часть прибора).

Штабь		1916 года		1918 года		1919 года		1920 года	
широта:	долгота:	широта:	долгота:	широта:	долгота:	широта:	долгота:	широта:	долгота:
высота:	высота:	высота:	высота:	высота:	высота:	высота:	высота:	высота:	высота:
Предоказанн Обсерватори п.о.		Зв. час.	Бар. ур. д.	Менд.	Плмет.	В. лавин	Обл.	След.	Зв. час.
Заметки сумми: № 377		7 ^{ч.} 46.2	766.2	+1.4	3.2	76.8	0	0.0	7
Время получения телеграммы:		1 ^{ч.} 46.6	766.6	+0.1	10.9	32.8	См. в 7	0.0	8
8 час. 36 мин. 19 апреля 1916 г.		9 ^{ч.} 65.7	657	+0.2	7.4	61.8	0	0.0	9
Мин. Анкара-Суджа 745.7 гудер. Гудер. Ар.					7.2				10
Мин. Ч. Анкара-Суджа 745.7 гудер. Гудер. Ар.		Дневник погоды:							
в дождь, сильное разветвление									
Минимумы. Веселый Мая. Св. Мая.									
Мин. 745.6 ур. д. Фомин море. Второй									
Мин. 743.5 ур. д. Св. Мая. Второй									
Мин. минимумы 7. Водоспуск задерж.									
Мин. максимумы 90. Метельно									
Минимумы. Выбросы на водоспуск									
Дополнительны сведения по									
данным сумми: № 1169/19									
Время получения телеграммы:									
7 час. - Мин. - 1916									

Фрагмент записи в журнале метеорологических наблюдений.

	Свои соображений о предметности погоды на данные сутки:	9 552 1/11 10 552 1/11 11 58 0/1 12 52 1/11 1 52 2/11 2 552 2/11 3 552 3/11 4 552 3/11 5 552 3/11 6 5 2/11
Окончательно формулированное предсказание погоды на срок с 20 апр. 1916 по 21/4-74. данного дня: <u>Понижение температуры.</u> Вечер 0° по утру. Возвращение слабый знойный ветер. Вечер 7° Ветер 0° по 10. Возвращение ветра. В четверг утром. Арктическая циркуляция восточном и западном направлении по ветру.	Математика и Обсуждения указаний о погоде на 3-дневный срок. Бомбардировка дымом при выпадении снега. Скорость ветра по Амурскому.	

Фрагмент записи в журнале метеорологических наблюдений.

УДК 551.5(470+571)

Климатические характеристики суточных максимумов температуры воздуха: ансамблевые оценки для территории России.

Хлебникова Е. И., Салль И. А., Рудакова Ю. Л. Труды ГГО. 2016. Вып. 581. С. 7–24.

В контексте анализа экстремальных проявлений климата и их воздействия на состояние окружающей среды и экономики рассматривается вопрос о построении региональных проекций для характеристик суточных максимумов температуры воздуха на территории России. Обсуждаются различные методы локализации и согласования результатов моделирования прошлого и будущего климатов и информации о наблюдаемом климате. Особое внимание обращается на реализованный вероятностный подход к процедуре согласования и специфику его применения с учетом внутрисезонной нестационарности рассматриваемых рядов.

Приводятся перспективные оценки числа дней с экстремально высокими температурами воздуха в теплый сезон по ансамблю моделей CMIP5 для сценария RCP 4.5 на середину XXI в. Показано, что вероятностное согласование модельных данных и данных наблюдений приводит к усилению антропогенного сигнала в ансамблевых оценках на большей части территории России.

Ключевые слова: климатические проекции, суточная максимальная температура, ансамблевые оценки, вероятностное согласование

Илл. 8. Таб. 1. Библ. 21.

Исследование эволюции вечной мерзлоты на территории России с помощью моделей пограничного слоя атмосферы и теплопередачи в грунтах. Пикалёва А. А., Надёжина Е. Д., Стернзат А. В., Борисенко В. А., Школьник И. М. Труды ГГО. 2016. Вып. 581. С. 24–40.

Исследуется влияние детализированной структуры пограничного слоя атмосферы на термический режим многолетнемерзлых грунтов с помощью моделей пограничного слоя атмосферы (АПС) и теплопередачи в грунтах. Показано, что использование модели АПС вместо данных реанализа по температуре подстилающей поверхности позволяет уменьшить погрешности расчета температуры относительно данных локальных наблюдений и, соответственно, улучшить качество расчета глубин сезонного протаивания, причем существенное влияние на расчетный термический режим оказывает высота пограничного слоя. Анализ пространственного распределения температуры поверхности показывает, что использование модели АПС приводит к повышению температуры поверхности по сравнению с данными реанализов. Однако, при моделировании глубин протаивания влияние детализации пограничного слоя атмосферы оказывается заметно меньшим.

Ключевые слова: вечная мерзлота, пограничный слой атмосферы, модель теплопередачи в грунтах.

Ил. 6 Библ. 23.

УДК 551.582.2

Роль атмосферного форсинга в формировании изменчивости Северной Атлантики. Бекряев Р. В. Труды ГГО. 2016. Вып. 581. С. 41–76.

Для простой стохастической модели Северной Атлантики (Legatt et al., 2012) построены спектральные, корреляционные и взаимные корреляционные функции индексов АМОС и АМО при различных видах внешнего атмосферного форсинга. Высказано предположение, что неопределенности экстремумов спектральных плотностей, а также взаимных корреляционных функций индексов АМОС и АМО, фиксируемые в результатах интегрирования глобальных климатических моделей, связаны с эффектами динамического и термического атмосферного форсинга.

Ключевые слова: низкочастотная изменчивость, Северная Атлантика, корреляционные и спектральные функции.

Ил. 9. Библ. 51.

УДК 551.67

О модельной оценке среднего газообмена между океаном и атмосферой. Бортковский Р. С., Труды ГГО. 2016. Вып. 581. С. 77–102.

Эмпирическая зависимость скорости газообмена от скорости ветра построена на основании натуральных и лабораторных экспериментов. Предполагающаяся при этом подходе стационарность верхнего слоя океана в условиях сильного ветра нарушается. Представления, обычно используемые при определении газообмена океан-атмосфера, в частности, предполагаемое постоянство перепада концентрации газа «вода-воздух» на любом интервале осреднения и пренебрежение спецификой газопереноса при сильном ветре, вносят заметные ошибки в значения среднего газообмена. Предложен подход, учитывающий особенности газообмена при различных условиях, и уменьшающий погрешности получаемых оценок.

Ключевые слова: обрушение ветровых волн, образование множества пузырьков, газоперенос пузырьками.

Табл. 5. Библ. 21.

УДК 504.4

Современные проблемы медицинской климатологии.
Кобышева Н. В., Клюева М. В. Труды ГГО. 2016. Вып. 581. С. 103–115.

В настоящее время преобладает упрощенный подход к исследованию влияния климата на здравоохранение, выражающийся в сопоставлении метеорологической информации с данными о смертности и числе обращений населения в медицинские учреждения. Однако современная климатическая информация в соответствии с требованиями ВМО должна разрабатываться в тесной кооперации врачей-клиницистов и климатологов и подводить к принятию оптимальных решений. Поэтому важно интегрировать в нее данные о рисках, адаптации и уязвимости человека к воздействию меняющегося климата. Проведена идентификация климатических рисков для здоровья и жизнеобеспечения человека и изложены основы методики оценки этих рисков.

Ключевые слова: индексы влияния, климатические риски для здоровья человека, идентификация рисков.

Библ. 19.

УДК 551.580

Адаптация систем электросетевого хозяйства к изменению климата. Серов А. Н., Петерс А. А., Осипова Т. Н. Труды ГГО. 2016. Вып. 581. С. 116–137.

Проведена оценка уязвимости систем электросетевого хозяйства и рассчитаны риски их поражения различными опасными явлениями погоды для административных субъектов Северо-Западного Федерального Округа. На основе анализа полученных результатов выработаны рекомендации к проведению адаптационных мероприятий, и осуществлен расчет экономического обоснования выбора соответствующих мер для каждого административного субъекта СЗФО.

Ключевые слова: адаптация, риск, опасные явления, ЛЭП.

Табл. 8. Ил. 4. Библ. 11.

УДК 551.521.31

Сравнение вычисленных и измеренных величин суммарной и рассеянной радиации, поступающей на наклонные поверхности, по данным наблюдений в Метеорологической обсерватории МГУ. Стадник В. В., Горбаренко Е. В., Шиловцева О. А., Задворных В. А. Труды ГГО. 2016. Вып. 581. С. 138–154.

Приводятся результаты сравнения измерений суммарной и рассеянной радиации на наклонную поверхность в Метеорологической обсерватории МГУ за период с сентября 2014 г. по октябрь 2015 г., с рассчитанными по трем моделям – изотропной и двум анизотропным.

Сравниваются средние суточные и часовые суммы радиации при реальной облачности, при сплошной облачности и безоблачном небе. Делается вывод о занижении суточных сумм суммарной радиации при использовании изотропной модели, и завышении при использовании анизотропных моделей Клячера и Хея.

Ключевые слова: суммарная солнечная радиация, рассеянная радиация, наклонная поверхность, модели, сравнение.

Табл. 6. Ил. 2. Библ. 16.

УДК 551.501

Разработка автоматизированной технологии преобразования метеорологических данных для задач прикладной климатологии. Каширина Е. В., Фасолько Д. В. Труды ГГО. 2016. Вып. 581. С. 155–164.

Представлена автоматизированная технология создания базы данных рядов метеорологических наблюдений для последующих расчетов нормативных климатических показателей в строительных стандартах. Данная база формируется путем распознавания формата текстовых таблиц метеорологических ежемесячников. Это выполняется с помощью регулярных выражений и записи в единую базу данных. Показана реализация представленной технологии программного обеспечения для решения конкретной прикладной задачи (вычисление климатических параметров в режиме максимальной гололедной нагрузки).

Ключевые слова: регулярные выражения, обработка метеорологических данных, метеорологический ежемесячник, гололедная нагрузка.

Ил. 3. Библ. 4.

УДК 551.582.2

Общие характеристики смерчей российской акватории Черного моря за период с 2014 по 2015 гг. Калмыкова О. В., Шершаков В. М. Труды ГГО. 2016. Вып. 581. С. 165–175.

В статье рассматриваются общие характеристики смерчей российской акватории Черного моря за период с 2014 по 2015 гг. Исходными данными о смерчах послужили публикации очевидцев событий в сети Интернет, которые были занесены в Европейскую базу данных об опасных метеоявлениях. Приводится характеристика этих и дополнительных данных, использованных в работе, описываются методы их анализа. По результатам проведенного анализа дается общая оценка пространственного распределения смерчей, статистические данные по ним (количество смерчей и дней их наблюдения по годам, количество смерчей по месяцам и по времени суток), а также ряд дополнительных характеристик, включающих в себя степень конвективной неустойчивости атмосферы в моменты наблюдения смерчей, оцениваемую по разности температуры поверхности моря и температуры воздуха на уровне 850 гПа, тип и характеристику структуры материнского облака смерчей, а также их классификацию по усовершенствованной шкале Фудзиты.

Ключевые слова: смерч, российская акватория Черного моря, Европейская база данных об опасных метеоявлениях, общие характеристики, анализ данных.

Табл. 8. Ил. 3. Библ. 14.

УДК 551.594

Амплитудно-гиперболический метод местоопределения молниевых разрядов. Кононов И. И., Снегуров А. В., Снегуров В. С., Юсупов И. Е. Труды ГГО. 2016. Вып. 581. С. 176–192.

Представлены результаты исследования возможности улучшения эффективности обнаружения существующей гиперболической системы "Алвес 9.07" посредством применения минимально-достаточного трехпунктового алгоритма АЗ гиперболической оценки местоположения молниевых разрядов. Добавление в структуру разностно-дальномерного алгоритма более грубого (по точности) амплитудного метода местоопределения имеет вспомогательный характер, направленный на устранение неоднозначности оценки координат, возникающей при использовании алгоритма АЗ. Показано, что сочетание этих алгоритмов позволяет, при сохранении высокой точности гиперболической оценки местоположения молнии, увеличить эффективность ее обнаружения на 50%.

Ключевые слова: амплитудно-гиперболический метод, многопунктовая система местоопределения гроз.

Ил. 8. Библ. 5.

УДК 551.594

Модельные расчеты эффективности гиперболической системы местоопределения молниевых разрядов. Кононов И. И., Снегуров А. В. Снегуров В. С., Юсупов И. Е. Труды ГГО. 2016. Вып. 581. С. 193–199.

Приведены результаты модельных расчётов эффективности обнаружения гиперболической системы регистрации гроз «Алвес 9.07». Показано, что вероятность регистрации молний различного типа в пределах внутренней рабочей зоны рассматриваемой системы изменяется от 80 до 95%. Сравнительный анализ местоположений молний, определенных системой с наборами данных, полученными международной системой Blitzortung, иллюстрирует довольно хорошее совпадение экспериментальных оценок эффективности обнаружения с результатами вычисления.

Ключевые слова: молниевый разряд, гиперболическая система, местоопределение, эффективность обнаружения, модельный расчет.

Ил.3. Библ.1.

УДК 556.12

Метастабильные состояния и коалесценция капель воды в облаках и тумане. Шавлов А. В., Джуманджи В. А. Труды ГГО. 2016. Вып. 581. С. 200–220.

На основе уравнения Пуассона-Больцмана вычислена свободная энергия заряженных капель воды и легких ионов капельно-ионной плазмы облаков и тумана. Показано, что при заряде больше нескольких десятков единиц элементарного заряда положительно и отрицательно заряженные капли могут иметь метастабильные состояния, характеризующиеся упорядоченным расположением капель в пространстве. В целом же у капельно-ионной плазмы метастабильного состояния нет. Но в том случае, когда средние заряды положительно и отрицательно заряженных капель по абсолютной величине различаются менее, чем на 10-20 %, капельно-ионная плазма может иметь метастабильное состояние как целое. Полагается, что это состояние отвечает за длительное удержание капель в компактном объеме и их последующую коалесценцию. Показано, что электростатическое притяжение капель и их коагуляция способны объяснить быстрый рост капель воды до дождевого размера в облаках.

Ключевые слова: облака, туман, дождь, коалесценция, уравнение Пуассона-Больцмана, свободная энергия, радиус Дебая, удержание плазмы

Илл. 5. Библ. 9.

УДК 551.508.2

К теории прямого измерения дивергенции потока излучения в тропосфере. Елисеев А. А. Труды ГГО. 2016. Вып. 581. С. 221–235.

Важнейшие энергетические преобразования в атмосфере происходят благодаря дивергенции различных, в т. ч. радиационных, потоков тепла. Известно, что средства измерения дивергенции основных потоков тепла отсутствуют. Поэтому параметризация дивергенции эффективного потока в прогностических моделях пограничного слоя атмосферы - неточна а для условий устойчивого слоя – неадекватна. Впервые созданы и успешно опробованы в натуральных условиях приземного слоя оригинальные устройства для приближенных и квазиидеальных измерений дивергенции эффективного излучения, возможность чего ранее оспаривалась. Оценена роль нелинейности поглощения в показаниях квазиидеального приемника в условиях приземного слоя.

Ключевые слова: длинноволновая радиация, прямые измерения, дивергенция потоков, приземный слой.

Ил. 1. Библ. 25.

УДК 551.5

Академик Голицын и его деятельность в Главной физической обсерватории. Хайруллин К. Ш., Прилипко Г. И., Хорева Н. А. Труды ГГО. 2016. Вып. 581. С. 237–254.

Описывается жизнь и научная деятельность академика Б. Б. Голицына, одного из основателей сейсмологии, крупного ученого в области геофизики. Подробно рассматривается его работа на посту директора Главной физической обсерватории и вклад в реорганизацию метеорологической науки России. Особенно ярко отражена роль Б. Б. Голицына по созданию военной метеорологии как науки и Главного Военного Метеорологического Управления в годы Первой Мировой войны.

Ключевые слова: Главная физическая обсерватория, военная метеорология, развитие геофизики.

Ил.9. Библ. 9.

Climatic characteristics of the daily maximum air temperature: ensemble estimates over Russia. Khlebnikova E. I., Sall I. A., Rudakova J. L. Proceedings of MGO. 2016. V. 581. P. 7–24.

In the context of the analysis of climate extremes and their impacts on the environment and the economy, the issue of constructing the regional projections for the indices of daily maximum air temperature over the territory of Russia is in consideration. We discuss the various methods of localization and matching simulation results of climates (past and future) and information on observed climate. Particular attention is drawn to implemented a probabilistic approach to the adjustment procedure and the specifics of its application to take into account the intra-seasonal non-stationarity of the series.

We give projections for the number of days with extremely high air temperatures during the warm season for mid XXI century using CMIP5 multi-models ensemble under RCP 4.5 scenario. It is shown that the probability adjustment of simulation and observational data results in increase of anthropogenic signal in the ensemble estimates in most parts of Russia.

Key words: climate projections, daily maximum temperature, ensemble estimates, probabilistic adjustment

Fig. 8. Tab. 1. Ref. 21.

Investigation of permafrost evolution over the territory of Russia using the atmospheric boundary layer and heat transfer models. Pikaleva A. A., Nadyozhina E. D., Sternzat A. V., Borisenko V. A., Shkolnik I. M. Proceedings MGO. 2016. Vol. 581. P. 24–40.

Influence of the detailed atmospheric boundary layer structure on permafrost thermal regime using atmospheric boundary layer (ABL) model along with heat transfer model is investigated. It has been shown that the use of ABL model instead of reanalysis allows one to minimize the simulated surface temperature discrepancy with local observations and to improve the thawing depth calculation; the simulated thermal regime thereby substantially depends on boundary level height assumption. Analysis of surface temperature implies that using the ABL model leads to somewhat higher surface temperatures in permafrost regions, as compared with reanalyses. However, the effect of detailed structure of ABL to the thawing depths distribution is considerably less.

Keywords: permafrost, atmospheric boundary layer, heat transfer model.

Fig. 6 Ref. 23.

Atmospheric forcing and low frequency North Atlantic variability.

Bekryaev R. V. Proceedings of MGO. 2016. V. 581. P. 41–76.

Spectral, correlation and cross correlation functions of the AMOC and AMO indexes were constructed for a variety of the North Atlantic box model (Legatt, 2012) stochastic atmospheric forcing. We hypothesized that the ambiguity in existence and frequency localization of spectral density extremes as well as the uncertainty in the cross correlation functions of the global climate models generated AMOC and AMO indexes can be due to the effects of thermal and dynamical atmospheric forcing.

Keywords: low-frequency variability, North Atlantic, correlation and spectral functions.

Fig. 9. Ref. 51.

On the model estimate of mean air-ocean gas exchange.
Bortkovski R. S. Proceedings of MGO. 2016. Vol. 581. P. 77–102.

Empirical dependence of air-sea gas exchange on wind speed is based on field and laboratory experiments. Assumed at the ordinary approach the upper ocean layer stationarity isn't held at gale winds. Ideas usually applied to find air-sea gas exchange, such as supposed constancy of difference between air-sea gas concentration at any time averaging, and neglecting by features of gas transfer at gales insert noticeable errors in the found mean gas exchange. An approach is developed which takes into account the gas exchange peculiarities at various conditions, and which decreases inaccuracy of obtained results.

Key words: wind waves breaking, air bubbles clouds, gas transfer by bubbles.

Tabl. 5. Ref. 21.

Modern problems of medical climatology. Kobysheva N. V., Klyueva M. V. Proceedings MGO. 2016. Vol. 581. P. 103–115.

Nowadays a simplistic approach to explore the influence of climate to health dominates. This approach is expressed in the comparison of meteorological data with data on mortality and the number of doctor's appointment. However, modern climate information in accordance with the requirements of the WMO has to be developed in close cooperation with clinicians and climatologists. In this way it can bring to optimal decision-making. Therefore it is important to integrate into this information the data on risks, vulnerability and adaptation to impacts of climate change. The identification of climate risks for health and support of human as well as methodology of risk assessment are presented.

Keywords: the indices of influence, climate risks to human health.

Ref. 19.

The power grid facilities adaptation to climate change. Serov A. N., Peters A. A., Osipova T. N. Proceedings MGO. 2016. Vol. 581. P. 116–137.

The object of the paper submitted is to elaborate and justify adaptation measures to mitigate and neutralize the negative impact of severe weather events on the power grid facilities of the Northwest Federal District. The risk assessment vulnerability of technical systems was undertaken and the risk of weather hazard impact to different administrative entities Northwestern Federal District was calculate. Based on the results of analysis recommendations to conduct of adaptation were formulated, and the economic feasibility study for the selection of appropriate measures was calculated for each administrative entity of Northwestern Federal District.

Keywords: adaptation measures, the risk of weather hazard impact, power grid facilities.

Tab.8. Fig. 3.Ref. 11.

Comparison of calculated and measured values of total and diffuse radiation received on the inclined surface according to observations in the MO MSU. Stadnik V. V., Gorbarenko E. V., Shilovtseva O. A., Zadvornyykh V. A. Proceedings MGO. 2016. Vol. 581. P. 138–154.

The article contains the results of the comparison of measurements of total and diffuse radiation on an inclined surface in Meteorological Observatory of Moscow state University for the period from IX 2014 to X 2015, calculated by three models – isotropic and two anisotropic.

It is compared here the average daily and hourly amounts of radiation for all sky conditions, overcast and clear sky. It is concluded that underestimation of daily sums of total radiation when using the isotropic model, and the overestimation when using anisotropic Klucher and Hay models.

Keywords: total solar radiation, diffuse radiation, inclined surface, models, comparison.

Tab. 6. Fig. 2. Ref. 16.

Development of automated conversion technology of meteorological data for climate applications. Kashirina E. V., Fasolko D. V. Proceedings MGO. 2016. Vol. 581. P. 155–164.

Automated technology for creating database of meteorological time series used for calculation of climate indicators in building standards is discussed. This base is created by recognizing the format of text tables in meteorological monthlies. This action can be taken through regular expressions and recording in a single database. Technology realization for specific applications (calculation of climatic parameters under condition of maximum ice load) is presented.

Keywords: regular expressions, processing of meteorological data, meteorological monthly, ice load.

Fig. 3. Ref. 4.

Common characteristics of waterspouts over the Russian Black Sea area during 2014-2015. Kalmykova O. V., Shershakov V. M. Proceedings MGO. 2016. Vol. 581. P. 165–175.

The article presents common characteristics of waterspouts over the Russian Black Sea water area for the period of 2014-2015. Publications of eyewitnesses on the Internet which had been recorded to the European Severe Weather Database had been used as a data source. Each case from the waterspout publication list had been processed in detail for the presence of its photographs and logical consistency of the information about it.

By results of processing satellite data by using SAFNWC/MSG software all cases of waterspouts registration had been divided into three category: reliable (confirmed by presence of waterspout parent cloud cell), likely (confirmation had not been established due to absence of satellite data), possible (cases without timestamp).

Keywords: waterspout, Russian Black Sea water area, European Severe Weather Database, common characteristics, data analysis.

Tab. 8. Fig. 3. Ref. 14.

Amplitude-hyperbolic method for lightning discharges. Kononov I. I., Snegurov A. V., Snegurov V. S., Yusupov I. E. Proceedings of MGO. 2016. V. 581. P. 176–192.

Results of research of a possibility of improvement of detection efficiency of the existing hyperbolic system “Alwes 9.07” by means of using of three-point location algorithm (A3) are presented in the article. Usage in a general algorithm structure an amplitude locating method is directed to eliminate the ambiguity of lightning location by using of A3 algorithm only. It is shown that the combination of both algorithms allows to increase a detection efficiency of the system by 50%.

Keywords: amplitude-hyperbolic method, multi-station lightning location system

Fig. 8. Ref. 5.

Model calculations of the efficiency of the hyperbolic system for locating lightning discharges. Kononov I. I., Snegurov A. V., Snegurov V. S., Yusupov I. E. Proceedings of MGO. 2016. V. 581. P. 193–199.

Results of model calculations of detection efficiency of the hyperbolic lightning locating system “Alwes 9.07” are given in the work. It is shown that the detection efficiency within working zone of the considered system varies from 80 to 95%. The comparative analysis of locations of the lightnings determined by the system with the data sets obtained by the international Blitzortung system illustrates quite good coincidence of experimental estimates of detection efficiency with calculation results.

Keywords: lightning discharge, hyperbolic system, location, detection efficiency, model calculation.

Fig.3. Ref.1.

Metastable states and coalescence of water drops inside clouds and fog. Savlov A. V., Jumanji V. A. Proceedings of MGO. 2016. V. 581. P. 200–220.

Free energy of the charged drops of water and of light ions inside dropwise-ionic plasma of clouds and of the fog was calculated on the basis of Poisson-Boltzmann equation. It is shown that when the charge is several tens of elementary charge units bigger, the positively and negatively charged drops can have metastable states which is characterized by the space-ordered arrangement of drops. In general, the dropwise-ionic plasma has no metastable state. But, in case the average charges of positively and negatively charged drops differ on absolute value by less than 10-20%, dropwise-ionic plasma can have a metastable state as a whole. It was thought this state to be responsible for long confinement of drops in a compact volume and for their subsequent coalescence. It is shown that the electrostatic attraction of drops and their coagulation are capable of explaining a rapid growth of water drops up to rain size inside the clouds.

Key words: clouds, fog, rain, coalescence, Poisson-Boltzmann equation, free energy, Debye radius, plasma confinement

Fig. 5. Ref. 19.

For direct measurement of radiation divergence theory in troposphere. Eliseev A. A. Proceedings of MGO. 2016. V. 581. P. 221–235.

The most important energy transformation in the atmosphere is due to the divergence of different heat fluxes. There is no measuring instruments of the divergence of main streams of heat. Therefore parameterization of divergence of effective flow in prediction models of the atmospheric boundary layer is inaccurate and conditions for sustainable layer is inadequate. Original device for approximate measurements of divergence and quasiideal effective radiation are developed and successfully tested in the field conditions of the surface layer. The role of non-linearity of absorption in the testimony of a quasiideal receiver in conditions of the surface layer surface layer is estimated.

Keywords: longwave radiation, direct measurement, flux divergence, surface layer, energy transformation in atmosphere.

Fig. 1. Ref. 25.

Сборник научных трудов
Труды ГГО. Вып. 581

Подписано в печать 26.05.16. Формат 60x84/16. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Печ. л. 18,5. Тираж 300 экз. Заказ №4403.
Изготовлено в ООО «Д'АРТ». 195030, Санкт-Петербург, ул. Химиков, д. 28.