

Федеральная служба  
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

ТРУДЫ  
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ  
им. А.И.Воейкова

Выпуск

**558**

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

Санкт-Петербург  
2008

УДК 551.5(09)

*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 И. Л. Кароль,  
д-р геогр. наук Н. В. Кобышева, д-р физ.-мат. наук В. П. Мелешко,  
д-р геогр. наук А. В. Мещерская, д-р физ.-мат. наук О. М. Покровский,  
д-р тех. наук В. Д. Степаненко, д-р физ.-мат. наук Г. Г. Щукин,  
канд. физ.-мат. наук С. С. Чичерин,  
канд. геогр. наук Е. Л. Махоткина (секретарь редколлегии)

Содержатся результаты теоретических и экспериментальных исследований по современным 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.

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. O. M. Pokrovsky, Dr. V. D. Stepanenko, Dr. G. G. Schukin,  
Dr. C. C. 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.

## **СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОГНОЗОВ НА МЕСЯЦ И СЕЗОН**

*В. М. Мирвис, В. П. Мелешко*

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

*Выполнен обзор современного состояния отечественных и зарубежных исследований по прогнозированию метеорологических условий на месяц и сезон на основе гидродинамических моделей общей циркуляции атмосферы и океана. Дана общая характеристика методик прогнозирования. Приведены сравнительные оценки качества прогнозов на территории России по различным моделям, включая прогнозы по модели ГГО. Отмечается, что достигнутая успешность гидродинамико-статистических месячных прогнозов позволила перейти к их использованию в оперативных прогнозах Гидрометцентра России, а также то, что она выше качества климатического прогноза.*

*Успехи сезонных прогнозов, связанные преимущественно с использованием сигнала Эль-Ниньо, относятся в основном к тропической зоне. Во внетропической зоне, характеризующейся высоким уровнем синоптической изменчивости, сезонная предсказуемость является низкой. Тем не менее есть основания полагать, что в некоторых районах России в отдельные сезоны и при определенных режимах циркуляции прогнозирование на сезон может быть полезным. Обсуждаются пути и возможности развития методов прогнозирования, а также форм представления прогностической информации.*

## **CURRENT STATUS AND FURTHER DEVELOPMENT OF MONTHLY AND SEASONAL WEATHER PREDICTION**

*V. M. Mirvis, V. P. Meleshko*

Voeikov Main Geophysical Observatory

*Monthly and seasonal weather prediction based on use of general circulation models for atmosphere and ocean is reviewed. The general feature of prediction technique is described. A quality of*

*the forecasts over Russia using different models, including MGO one, is discussed and appropriate qualitative characteristics of model performance are presented. It was noted that achieved success in monthly prediction using GCM simulation and its statistical interpretation made it possible to organize operational prediction in Hydrometeorological Centre of Russian Federation.*

*It has been also shown that quality of the monthly forecasts is higher than climatic ones. Success of seasonal prediction is mainly associated with prediction of El Niño phenomena. In the middle latitudes seasonal predictability is very low because of the large variability of atmospheric circulation patterns. However, there are some evidences indicating that for some regions of Russia and where pronounced circulation patterns used to develop seasonal prediction might be useful. Some approaches to further improvements of prediction are discussed, as well.*

Потребность общества в метеорологических прогнозах на месяц и сезон сомнений не вызывает. Известно, что быстрый рост народонаселения и технический прогресс способствуют тому, что уязвимость общества по отношению к катастрофическим и неблагоприятным природным явлениям и соответственно потребность в долгосрочных метеорологических прогнозах возрастают. Вопрос состоит в том, насколько современная наука способна отвечать этим потребностям, насколько эта задача решается на данном этапе развития науки и в ближайшем будущем.

Успехи в области физико-математического моделирования климатической системы, достигнутые в конце XX — начале XXI столетий во многом благодаря быстрому прогрессу вычислительных и информационных технологий, позволили вплотную подойти к решению задач месячного и сезонного прогноза на основе использования глобальных физически полных гидродинамических моделей общей циркуляции атмосферы и океана. Общность методов и подходов, используемых в расчетах изменений климата и сезонных прогнозов, с одной стороны, и понимание исключительной трудности и важности описания механизмов формирования межгодовой сезонной климатической изменчивости, с другой, выдвинули задачи сезонного прогноза на передний план

современных исследований, проводимых в соответствии со Всемирной программой исследования климата (WCRP, 2007).

### **Физические основы долгосрочного метеорологического прогноза**

Как известно, атмосфера является неустойчивой системой, и ее эволюция чувствительна к малым возмущениям начального состояния. Поскольку малые ошибки в начальном состоянии быстро возрастают в процессе интегрирования систем уравнений гидро- и термодинамики, возможности предсказания детальной эволюции погоды ограничиваются сроком примерно 10 суток. По мере увеличения заблаговременности прогноза уровень предсказуемости атмосферных процессов быстро снижается. Объектом долгосрочных прогнозов могут быть только вероятностные характеристики (статистики, параметры) ожидаемого распределения прогностических переменных. Наиболее распространенными прогностическими переменными в долгосрочном прогнозе являются осредненные по времени величины — средние месячные или сезонные аномалии, в которых непредсказуемая синоптическая изменчивость частично отфильтровывается.

Влияние *начального состояния* по мере увеличения заблаговременности ослабевает, но при некоторых устойчивых режимах погоды может проявляться в течение одного-двух месяцев. Под влиянием долгоживущих (энергоемких) аномалий состояния *подстилающей поверхности*, воздействующих на атмосферу, могут формироваться крупномасштабные долговременные аномалии атмосферной циркуляции, устойчивые режимы циркуляции (низкочастотные колебательные системы). Первостепенное значение здесь принадлежит температуре поверхности океанов (SST), в частности явлениям *Эль-Ниньо*, которые удается относительно успешно прогнозировать. Важным фактором предсказуемости на месяц в ряде районов является колебание Маддена—Джулиана (MJO). В числе других инерционных характеристик подстилающей поверхности, состояние которых длительно воздействует на атмосферу, следует назвать морской лед, ледяной и снежный покров суши, влажность почвы. Влияние этих факторов часто носит региональный характер.

В последние годы вновь возрос интерес к исследованию взаимосвязей между стратосферой и тропосферой. Связанный с ними потенциал предсказуемости пока практически не использован. Тем не менее в ряде исследований показано, что зимой существует статистическая связь между интенсивностью стратосферного вихря и тропосферной циркуляцией над Северной Атлантикой. При формировании аномально интенсивного полярного стратосферного вихря зимой, как правило, формируется положительная фаза Северо-Атлантического колебания (САК). Последнее, как известно, оказывает существенное влияние на погоду Западной Европы и значительной части России.

Итак, физический поход к задаче прогноза на месяц и сезон заключается в прогнозировании эволюции начального состояния при учете взаимодействия динамики атмосферы с медленно меняющимися нижними граничными условиями (совместные модели атмосферы и океана), а также при детальном описании процессов в стратосфере. При этом речь идет не о прогнозе погоды как мгновенного состояния атмосферы, а о фоновом вероятностном прогнозе ожидаемых метеорологических условий. Там, где вклад синоптической изменчивости в общую изменчивость метеорологических условий значителен (что характерно для внетропических широт), задача долгосрочного прогноза особенно трудно выполнима.

В числе других внешних факторов, которые важно учитывать, следует упомянуть взрывные вулканические извержения. Сами они непредсказуемы, но оказывают длительное (около двух лет) воздействие на метеорологические условия. Требуется также учет антропогенных изменений климата (в части используемых в моделях климатических параметров).

Подводя итог рассмотрению физических факторов, необходимо отметить, что в последние годы выполнено большое число исследований и численных экспериментов по оценке потенциальной и фактической сезонной предсказуемости в зависимости от учета термического состояния океана и ряда других факторов (проекты SMIP-2, SMIP-2/HFP). Эти исследования показывают, что значимые проявления сигналов Эль-Ниньо/Южное колебание (ЭНЮК), МЖО, условий увлаженности сосредоточены преиму-

щественно в тропической зоне. На территории России сезонная предсказуемость оказывается чрезвычайно низкой. Тем не менее, судя по предварительным результатам, полученным в ряде работ (Жиктев и др., 2006; Мелешко и др., 2001), в отдельных районах и для отдельных периодов ситуация более обнадеживающая. В этой связи применительно к территории России необходимо изучить следующие вопросы:

насколько предсказуемы режимы атмосферной циркуляции в разные сезоны;

какие глобальные процессы определяют аномальные режимы циркуляции атмосферы на территории России;

насколько аномальные режимы циркуляции зависят от проявлений аномальных эпизодов Эль-Ниньо, процессов в стратосфере и т. д.;

какую роль играют аномальные распределения ледяного и снежного покрова, а также увлажнения почвы на Евразийском континенте в формировании термического режима и влагооборота на территории России;

какие метеорологические переменные оказываются предсказуемы на сроки до сезона.

### **Методы долгосрочных прогнозов**

До недавнего времени задача долгосрочного прогноза решалась исключительно на основе *эмпирических* (синоптических и статистических) методов (Багров и др., 1985). Эти методы опираются на анализ данных наблюдений за прошедший период и в той или иной степени являются прогнозом по аналогии. Наряду с разновидностями собственно метода аналогов в них используются статистические связи между прогнозируемыми переменными и потенциальными предикторами, дальние связи, цикличность временных рядов и т.д.

Быстрый прогресс вычислительной техники и развитие на этой основе гидродинамического моделирования позволили перейти к решению задач долгосрочного прогноза на основе *физического* подхода с использованием глобальных моделей атмосферы и совместных моделей атмосферы и океана.

Сравнивая физический и эмпирический методы, следует отметить, что на современном уровне результаты их (особенно, в случае сезонного прогноза) часто оказываются близкими. Успешность прогнозов по обоим методам во внетропических широтах остается низкой. Однако в будущем безусловное преимущество должно быть на стороне физического подхода. Эмпирические методы, базирующиеся на ограниченных выборках данных наблюдений за прошедший период, позволяют учитывать лишь небольшую часть влияющих факторов. Вследствие этого обнаруженные связи оказываются неустойчивыми во времени. Кроме того, указанные методы непригодны для прогнозирования нестационарных процессов.

Современные гидродинамические модели учитывают несоизмеримо большее число факторов и опираются на известные физические законы. Тем не менее они тоже имеют ограничения, связанные с недостаточным пространственным разрешением, вынуждены использовать приближенное описание мелкомасштабных (подсеточных) физических процессов. Моделирование циркуляции океана и совместной системы атмосфера—океан—криосфера, несмотря на значительные успехи, еще далеко от совершенства. Все это приводит к ошибкам моделей и сказывается на качестве прогнозов. Не всегда модели достаточно чувствительны к слабым сигналам граничных условий. Однако именно за этим подходом будущее. Как показывает практика, ошибки моделей удается частично нивелировать на основе ансамблевого прогнозирования по совокупности слабо возмущенных начальных условий, а также на основе мультимодельных прогностических ансамблей.

Использование ансамблевой идеологии, строго говоря, относится уже к гидродинамико-статистическому направлению, поскольку калибровка и оптимизация ансамблей опираются на применение статистических методов. С другой стороны, на эмпирико-статистическом направлении также возникли методы, составной частью которых являются результаты гидродинамических прогнозов. Вероятно, путь совместного использования последних достижений тех и других методов на современном этапе наиболее плодотворный.



## **Составные части современных прогностических систем**

Общая технологическая схема гидродинамико-статистической прогностической системы включает следующие этапы:

подготовка исходной информации;

формирование ансамбля начальных состояний;

интегрирование модели на период прогноза (месяц, сезон: три-четыре месяца и более);

обработка результатов расчетов по модели (постобработка), в которую входят их интерпретация относительно прогностических переменных (осреднение прогностических величин по периодам прогноза, исключение систематических ошибок модели, расчет параметров распределения ансамбля и прогностических вероятностей, интерполяция или регионализация прогноза для конкретных величин и пунктов), а также графическое представление прогноза.

Следует отметить, что на этапе формирования ансамбля, как правило, уже используются расчеты по модели, так как наиболее эффективным способом построения ансамбля считается использование сингулярных векторов линеаризованного оператора модели (т.е. возмущения вносятся по тем направлениям, которые характеризуются максимальной изменчивостью).

Обязательными составными частями прогностической системы являются:

блок оценки модельного климата, предназначенный для исключения систематических ошибок и включающий расчеты многолетних серий исторических прогнозов;

блок верификации прогнозов, включающий сбор и хранение архивов фактической информации.

Рассмотрим теперь подробнее отдельные части прогностической системы, их современное состояние и пути улучшения.

## **Исходные данные**

Успех прогнозирования на основе сложных моделей высокого разрешения возможен только при использовании подробной и качественной информации о начальном состоянии атмосферы (тропосферы и стратосферы), о состоянии океана и деятельного слоя суши.

Крупные мировые прогностические центры имеют свои системы усвоения данных наблюдений, различающиеся как методами (моделями) усвоения, так и составом доступных наблюдательных систем. И те, и другие непрерывно совершенствуются. В России система оперативного усвоения данных наблюдений и объективного анализа имеется в Гидрометцентре России. При использовании для объективного анализа и прогноза одной и той же модели атмосферы начальные данные согласованы в модели. В противном случае требуется проведение дополнительной инициализации.

Объективный анализ температуры поверхности океана (SST) с использованием данных наземных и спутниковых наблюдений за температурой воды и концентрацией морского льда разработан и еженедельно выпускается в США (Reynolds et al., 1994; Reynolds et al., 2002). Оперативные данные о недельных значениях температуры воды и концентрации морского льда, подготавливаемые в NOAA, доступны на сервере International Research Institute (IRI) для широкого использования.

Некоторые начальные характеристики состояния подстилающей поверхности в отсутствие оперативной информации вводятся в модель на основе многолетних обобщений данных наблюдений (альbedo, влажность почвы, снежный покров). Динамика изменения этих данных на периоде прогноза рассчитывается в моделях.

Следует особо отметить важность создания в Национальном центре атмосферных исследований США (NCEP) и в Европейском центре среднесрочных прогнозов (ECMWF) многолетних архивов реанализа атмосферы широкого доступа (NCEP/NCAR I, NCEP-DOE AMIP-II, ERA-40) (Gibson et al., 1996; Kalnay et al., 1996; Kanamitsu et al., 2002; Uppala et al., 2002). В последние годы сформирован также архив реанализа Японского метеорологического агентства (JMA) JRA-25 (табл. 1) (Onogi et al., 2007).

Аналогично, на основе обобщения данных наземных и спутниковых наблюдений созданы глобальные архивы данных по температуре поверхности океана. Архив недельного и месячного разрешения, созданный в США, включает данные с 1981 г. (Reynolds et al., 1994; Reynolds et al., 2002). В Англии, в Гадлеевском центре, создан глобальный архив месячного разрешения с 1860 г. (Rayner et al., 2003).

Таблица 1

Комплекты данных реанализа атмосферы<sup>1</sup>

Реанализ	Организация	Период	Разрешение	Метод усвоения	Примечание
JRA-25	JMA/CRIEPI	1979— 2004	T106L40	3DVAR	Продолжается как JCDAS с 2005
ERA-15	ECMWF	1979— 1993	T106 L31	OI	Закончен в 1996
ERA-40	ECMWF	IX 1957— VIII 2002	TL159 L60	3DVAR	Закончен в 2003
NCEP-NCAR (Reanalysis-1)	NCEP-NCAR	с 1948	T62 L28	3DVAR	Продолжается как CDAS
NCEP-DOE AMIP-II (Reanalysis-2)	NCEP-DOE	с 1979	T62 L28	3DVAR	Продолжается как CDAS
GEOS1	NASA/DAO	1980— 1996	2×2,5 L20	OI + IAU	Закончен в 1996

Примечания: 1. T — треугольное усечение, TL — треугольное с линейно уменьшенной гауссовской сеткой, L — число вертикальных уровней. 2. Разрешения T106 и TL159 приблизительно одинаковы и соответствуют шагу сетки около 110 км. Разрешение T62 соответствует шагу сетки около 180 км.

Указанные архивные данные стали испытательным полигоном для многочисленных прогностических экспериментов в международном масштабе. Они сделали возможной всестороннюю валидацию создаваемых моделей и на этапе статистической интерпретации прогнозов закрепили приоритет за использованием идеологии MOS (model output statistic). Следует отметить, что точность представления исходной информации в моделях еще недостаточна, а с развитием моделей требования к ней повышаются, поэтому задачи развития наблюдательных систем и методов усвоения данных наблюдений чрезвычайно актуальны.

<sup>1</sup> Таблица приводится по данным сайта <http://jra.kishou.go.jp>.

## Современные модели и ансамбли прогнозов

В настоящее время в разных странах создано большое число физически полных моделей атмосферы, а также совместных моделей циркуляции атмосферы и океана, активно используемых в исследованиях по долгосрочным прогнозам. Исследования и оперативные прогнозы на сроки от одного месяца до одного-двух сезонов выполняются в Австралии (BMRC), Англии (UKMO), Канаде (CCCMA), Франции (CNRM), Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF), США (NCER), Японии (JMA).

Развитие моделей идет в основном по трем направлениям:  
увеличение пространственного разрешения моделей атмосферы,  
улучшение схем параметризации подсеточных физических процессов,  
создание совместных гидродинамических моделей атмосферы и океана.

В России исследования по долгосрочным прогнозам на основе гидродинамических моделей атмосферы и океана активно ведутся в двух НИУ Росгидромета — Гидрометцентре России и в Главной геофизической обсерватории им. А.И.Воейкова (ГГО). В Гидрометцентре для целей долгосрочного прогноза погоды используются две модели общей циркуляции атмосферы: спектральная модель T41L15 (горизонтальное разрешение ~250 км) (Муравьев и др., 1999, 1999а) и полулагранжева модель ПЛАВ ( $1,41 \times 1,12^\circ$ , 28 уровней) (Киктев и др., 2006). В ГГО в оперативном режиме используется глобальная спектральная модель T42L14 (Мирвис, Мелешко и др., 2006, 2006а).

На основе перечисленных моделей разработаны и функционируют оперативные прогностические системы месячного и сезонного прогноза. Они используются при выпуске официальных месячных прогнозов Гидрометцентра России и глобальных сезонных прогнозов, подготавливаемых в рамках проекта APCN (Asia Pacific Climate Network) по мультимодельному сезонному прогнозированию. В качестве начальных полей в прогнозах используются результаты объективного анализа (ОА) атмосферы Гидрометцентра России.

## Построение ансамбля

Неопределенность в описании начального состояния неизбежно приводит к ошибкам прогноза, величина которых изменяется в зависимости от исходного состояния атмосферы. Моделирование этого эффекта путем составления ансамбля прогнозов от слабо возмущенных начальных полей преследует цель получения вероятностного распределения прогнозируемых переменных и фильтрации той части изменчивости, которая связана с неопределенностью начального состояния. Для получения ансамбля начальных полей используются различные методы. Простейший ансамбль может составить последовательность начальных состояний за смежные сроки наблюдений (с интервалом 12 ч). Однако в этом случае приходится отступать назад от момента старта прогноза и тем самым увеличивать среднюю заблаговременность. Поэтому такой подход оправдан лишь при большой заблаговременности прогнозов (более месяца), когда потери информации о начальном состоянии атмосферы мало отражаются на качестве прогнозов. Эффективным подходом к построению ансамбля является выращивание возмущений на основе использования сингулярных векторов линеаризованного оператора модели. В этом случае ансамбль учитывает свойства модели, ее реакцию на возможные ошибки, порядок которых близок к реальным ошибкам объективного анализа.

Результаты интегрирования модели от каждого начального состояния образуют пучок траекторий (вероятностное пространство). Прогноз, составленный на основе среднего или медианного значения ансамбля, обеспечивает в среднем более высокое качество оценок, чем прогноз, рассчитанный от невозмущенного начального состояния атмосферы. Как правило, чем больше размер ансамбля, тем выше качество прогнозов. Совокупность ансамблевых прогнозов позволяет моделировать прогностическое вероятностное распределение и формулировать прогноз в вероятностной форме. Считается, что узкий пучок (когда все решения близки между собой) соответствует устойчивому состоянию атмосферы и дает основания для большей уверенности в прогнозе. При неустойчивом состоянии решения разлетаются далеко и прогноз менее конкретен. В некоторых случаях решения могут группиро-

ваться, формируя два-три наиболее вероятных прогностических сценария. Качество прогностического ансамбля считается хорошим, если пучок прогностических траекторий полностью покрывает траекторию фактической эволюции атмосферы. Анализ показывает, что в ряде случаев это оказывается не так, а постулируемая связь между разбросом внутри ансамбля и качеством прогнозов выражена недостаточно сильно.

Для проведения вычислений по большим ансамблям необходимы очень мощные вычислительные средства. В России, испытывающей недостаток столь мощной вычислительной техники, ансамбли включают, как правило, не более десяти членов. В ГГО расчеты *месячных прогнозов* по модели T42L14 проводятся по ансамблю девяти состояний, восемь из которых получаются на основе выращивания возмущений в модели с использованием технологии бридинга. Этот метод позволяет находить приближенное решение для разложения шаговых приращений по сингулярным векторам. В настоящее время ведутся эксперименты по переходу на более эффективный алгоритм SVD (singular value decomposition). Прогностический ансамбль получается на основе интегрирования модели от каждого из девяти состояний на период, равный 33 суткам.

В *сезонных прогнозах* ГГО, рассчитываемых с нулевой заблаговременностью, используются ансамбль из семи членов и та же методика (бридинг). Интегрирование осуществляется на три месяца. В сезонных прогнозах с месячной заблаговременностью (по протоколу APCN) используется комбинированная методика: десять членов ансамбля включают начальные поля за 00 ч UTC двух последних дней накануне первого расчетного месяца, от каждого из которых формируется по четыре возмущенных состояния на основе бридинга. Период интегрирования составляет 4 месяца. В месячных прогнозах Гидрометцентра России в ансамбле используются начальные поля за пять последовательных сроков. Ансамбль оперативных сезонных прогнозов строится на основе бридинга и включает десять членов.

Следует отметить, что в части наращивания пространственного разрешения моделей и прогностических ансамблей, развития совместных моделей циркуляции атмосферы и океана Россия все

еще заметно отстает от передовых прогностических центров. Так, например, в ECMWF в месячном прогнозе до недавнего времени использовалось интегрирование совместной модели атмосферы и океана, в которой атмосфера была представлена моделью TL159 ( $1,125 \times 1,125^\circ$ ) с 40 уровнями по вертикали (Vitart, 2004). В последней версии месячного прогноза (VAREPS, см. <http://www.ecmwf.int/products/changes/vareps-monthly>) используется переменное разрешение: интегрирование на первые десять дней осуществляется по модели атмосферы T399, имеющей разрешение  $\sim 50$  км (океанический блок рассчитывается отдельно с учетом воздействия атмосферных потоков), а затем с 10-го по 32-й день интегрируется совместная модель TL255 (разрешение  $\sim 80$  км). В океаническом блоке используется модель HOPE (институт Макса Планка) с зональным разрешением  $1,4^\circ$  и 29 уровнями по вертикали. Согласование атмосферного и океанического блоков осуществляется с шагом 1 ч.

Исследования показывают, что при увеличении пространственного разрешения моделей качество прогнозов улучшается, особенно на начальных интервалах интегрирования. Ансамбль месячных прогнозов ECMWF включает 51 прогноз, которые рассчитываются с учетом возмущений начальных полей и стохастической физики. Сезонные прогнозы ECMWF рассчитываются по совместной модели атмосферы (TL159L62) и океана (HOPE с разрешением  $1$  и  $0,3^\circ$  вблизи экватора), которая интегрируется на семь месяцев по ансамблю, включающему 41 прогноз (Anderson, Stockdale et al., 2007). Важно отметить, что прогностические расчеты изменения температуры воды в тропической зоне Тихого океана по совместной модели оказываются уже точнее, чем инерционный прогноз.

Другим источником неопределенности прогноза является несовершенство моделей в части методов параметризации физических процессов. В этом смысле весьма полезным, как показывает практика, является построение мультимодельных прогностических ансамблей. В настоящее время в европейских странах осуществляется экспериментальная программа сезонного мультимодельного прогноза DEMETER, в которой принимают участие семь совместных моделей океан—атмосфера различных научных и оперативных организаций во главе с ECMWF (Palmer et al.,

2003). Второй, упомянутый выше, проект APCN по сезонному мультимодельному прогнозированию проводится среди стран азиатского региона (APCC, 2006, 2006a). От России в нем участвуют Гидрометцентр России и ГГО. Координатором этого проекта выступает метеорологическая служба Республики Корея.

### **Статистическая интерпретация прогнозов для выходного набора прогностических величин**

Физически полные модели позволяют рассчитывать в прогнозе огромный набор атмосферных характеристик. Однако подробно анализируются (сравниваются с данными наблюдений), как правило, только некоторые из них, имеющие первостепенное значение с точки зрения описания динамики атмосферы и практики использования прогнозов. К таким характеристикам относятся геопотенциал изобарической поверхности 500 гПа (H-500), температура воздуха на поверхности 850 гПа (T-850), давление на уровне моря (SLP), температура воздуха на уровне 2 м (T2м) и количество осадков (P). В качестве прогностических величин рассматриваются средние месячные и сезонные значения. В месячном прогнозе анализируются также данные недельного или декадного осреднения. Прогностические и наблюдаемые поля представляются в узлах регулярной сетки  $2,5 \times 2,5^\circ$ . Для приземной температуры и количества осадков, безусловно, интересен также расчет и оценка прогнозов по пунктам (станциям наблюдений).

Важным этапом постобработки является исключение систематических ошибок. Прогностические расчеты подвержены систематическим ошибкам расчета модельного климата. Эти ошибки выявляются при осреднении разностей между прогностическими и фактическими значениями (для конкретной точки и периода) по большому числу прогнозов. По сути они равны разности «модельного» и фактического климатов. Слово «модельный» взято в кавычки, потому что на периоде прогноза модельный климат еще не успевает установиться, и на каждом шаге интегрирования формируется свой климат.

Исследования показывают, что систематические ошибки могут быть значительными, сравнимыми по величине с предска-



ваемыми аномалиями или даже превышающими их. Процедура исключения систематических ошибок основывается на предположении о том, что отклонения расчетных прогностических величин от модельного климата соответствуют отклонениям фактических значений от реального (наблюдаемого) климата. В одной и той же пространственной точке систематическая ошибка зависит от двух параметров — даты запуска прогноза (ее положения в годовом ходе) и интервала заблаговременности прогноза (сдвиг от начала интегрирования).

Таким образом, для оценки модельного климата необходимо иметь длительный ряд прогнозов, относящихся к каждой начальной дате запуска прогноза. Это требует проведения массовых расчетов исторических прогнозов за длительный период (примерно 20 лет), что реализуемо только при наличии значительных вычислительных ресурсов, и, вообще говоря, стало возможным только после создания архивов реанализа атмосферы, поставляющих исходные данные для расчета и анализа прогнозов.

В ECMWF расчеты исторических прогнозов и оценка модельного климата осуществляются при каждом прогнозе. В месячных прогнозах, которые составляются раз в неделю, исторические ансамблевые прогнозы (с пятью членами ансамбля) рассчитываются за предшествующие 18 лет, а вся выборка для оценки модельного климата составляет 90 случаев. В сезонных прогнозах ECMWF оценки модельного климата получаются по данным ансамбля одиннадцати прогнозов за 25 лет.

Процедура расчетов исторических прогнозов является наиболее трудоемкой и требует значительных вычислительных ресурсов. Поэтому довольно часто модельный климат оценивается за фиксированный ряд ~20 лет и не пересчитывается при каждом новом прогнозе. Более экономичной процедурой оценки систематических ошибок является анализ разностей прогностических и фактических значений по всей совокупности прогнозов за несколько лет и применение к ним фильтров, основанных на разложении годового хода ошибок в ряд Фурье.

При создании технологии месячного прогноза в ГГО был реализован именно такой подход, поскольку на начальном этапе создания метода в распоряжении исполнителей имелись ряды

прогнозов примерно за 2 года (Мирвис, 2001). Впоследствии было показано, что при таком подходе достаточно хорошее приближение систематических ошибок можно получить по данным за 10—15 лет. Вопрос о выборе оптимального периода для оценки систематических ошибок еще предстоит исследовать. При этом необходимо учитывать климатический тренд и характерные масштабы долгопериодных естественных колебаний климата.

В методе ГГО исключение систематических ошибок проводится для конечных прогностических величин (каждой в отдельности) — это численные значения или аномалии средних недельных, декадных, месячных или сезонных величин, полученных в среднем по ансамблю прогнозов, причем одновременно (неявно) решается задача регионализации прогноза (downscaling).

Окончательный прогноз ожидаемых значений или аномалий прогностических величин на основе исправленных средних ансамблевых расчетов может быть представлен в виде карт или таблиц. Однако это только часть прогностической информации, поскольку в действительности важно анализировать все варианты ансамблевого прогноза (функцию их распределения). Понятно, что если это распределение нормально, то вероятность того, что ожидаемое значение будет больше или меньше среднего ансамблевого прогноза составляет 50 %.

Анализ распределения прогнозов внутри ансамбля позволяет получать прогностическое распределение в каждом конкретном случае и далее формулировать прогноз в виде вероятностей заданных градаций (например, норма, выше нормы, ниже нормы) или в виде вероятности превышения заданного порога (в случае прогноза критических или экстремальных ситуаций). Большие ансамбли, включающие 40—50 членов, позволяют получать функции распределения непосредственно по результатам прогнозов. При малом ансамбле такой подход также возможен, но имеет грубое разрешение (дискретность определения вероятностей по ансамблю из пяти членов составляет 1/5).

В месячном прогнозе ГГО используется параметрический подход к оценке вероятностей. Они рассчитываются в нормальном приближении по данным среднего значения и стандартного отклонения внутри прогностического ансамбля, причем оба па-

раметра корректируются по данным исторических прогнозов с целью удаления систематических ошибок. Вероятностный прогноз температуры воздуха рассчитывается в виде прогностических вероятностей трех градаций (выше нормы, норма, ниже нормы), границы которых определены по климатическому распределению на основе равенства вероятностей (33,3 %).

### **Проверка качества прогнозов. Стандартизация оценок. Унифицированные сравнения прогнозов и методик**

Конечным показателем эффективности прогностической методики является качество прогнозов, причем в оценке прогнозов имеется множество количественных критериев, характеризующих различные свойства прогнозов. Например, средняя квадратическая ошибка (RMSE) характеризует среднюю величину прогностической ошибки, а коэффициент корреляции аномалий (AC) — геометрическое подобие прогностических и фактических полей или временного хода. Приблизительно равные по обоим названным критериям прогнозы могут различаться степенью разрешения прогнозируемых величин, рискованностью прогнозов (величиной предсказанных аномалий) и т. д. Если говорить о практической пользе прогнозов, то надо учитывать еще специфику области приложения — степень зависимости объекта от метеорологических параметров, а также оценку возможности уменьшения ущерба при использовании прогноза и цену превентивных мер.

Исключительно важным является вопрос о сравнимости оценок прогнозов. Понятно, что сравнивать можно только сравнимое. Эта, казалось бы, простая истина, только теперь реально воплощается в жизнь на международном уровне. Ранее в СССР прогнозисты руководствовались наставлениями по оценкам прогнозов, которые составлялись в государственной Гидрометслужбе. Теперь существует документация ВМО по разработке стандартизированной системы проверки долгосрочных прогнозов, в которой обозначены единые критерии и рекомендованы массивы фактических данных для сравнения (WMO, 2002). С учетом большой изменчивости оценок прогнозов в пространстве и во времени при унифицированных сравнениях методик стремятся сравнивать результаты, полученные по одной и той же выборке ситуаций.

Несколько таких сравнений для месячных и сезонных прогнозов было инициировано и проведено в последние годы как в России, так и в международном масштабе. Остановимся на материалах двух сравнений схем месячного прогноза Гидрометцентра России (Муравьев и др., 1999, 1999а) и ГГО (Мелешко и др., 2002, 2002а, 2003; Мирвис, Мелешко и др., 2006, 2006а), результаты которых рассматривались ЦМКП в 2002 и 2006 гг., тем более что эти результаты наиболее полно характеризуют современное состояние таких прогнозов в России (табл. 2).

В процессе первого сравнения сопоставлялись прогнозы среднемесячных и декадных значений  $H-500$ ,  $T-850$  и  $SLP$  по внетропической зоне северного полушария, а также приземной температуры воздуха по станциям России и СНГ. Годовой период испытаний включал 36 прогнозов с дискретностью 1 декада.

Таблица 2

**Оперативные испытания по сравнению месячных прогнозов ГГО и Гидрометцентра России**

Характеристика методов	Период сравнения	Дискретность	Общее число прогнозов	Прогностические величины	Регионы оценки
1) ГМЦ: T41L15 2) ГГО: T30L14	04.2001— 03.2002 Решение ЦМКП от 29.10.2002	10 сут (1,11,21-го числа каж- дого меся- ца, забла- говр.0)	36	Средне- сячные и среднеде- кадные аномалии $H-500$ , $T-850$ , $SLP$ ( $2,5 \times 2,5^\circ$ ), $T2m: 70$ станций	Север. полуш., три сек- тора се- вер. по- луш., Россия, СНГ
1) ГМЦ: официаль- ный про- гноз 2) ГМЦ: T41L15 3) ГГО: T42L14	04.2003— 12.2005 Решение ЦМКП от 04.04.2006	1 мес (за- благовр. 1 сут)	32	Средне- сячные аномалии $T2m: 70$ станций	СНГ и три рай- она (ЕЧ, ЗС, ВС+ ДВ)

Подробная информация об условиях и результатах эксперимента опубликована в работе Мелешко и др. (2003).

Прогнозы Гидрометцентра и ГГО сравнивались между собой, а также с инерционными и климатическими прогнозами. Было показано, что методические прогнозы существенно лучше инерционных, а для периодов 10 и 20 сут также и климатических прогнозов. Различия в ошибках месячных методических и климатических прогнозов по результатам этих испытаний оказались статистически не значимы. Кроме этого, результаты сравнения показали относительно более высокое качество прогнозов ГГО. Решением ЦМКП оба гидродинамико-статистических метода в части прогноза высотных полей Н-500 и Т-850 были рекомендованы к внедрению. В части прогнозов приземной температуры воздуха были инициированы дополнительные испытания по сравнению их с официальными прогнозами Гидрометцентра России. Основу официальных прогнозов в то время составлял статистический метод, использующий прогностическую информацию среднесрочных прогнозов (Садоков, Вильфанд, 1999). Последние основаны на статистической интерпретации гидродинамических среднесрочных прогнозов, и, следовательно, в данном методе опосредованно также используется информация гидродинамических прогнозов.

Второе сравнение продолжалось более двух лет и включало 32 параллельных прогноза по трем методам с дискретностью один месяц. Сравнивались прогнозы приземной температуры воздуха по территории России и стран СНГ, которые оценивались по 70 станциям. Полученные оценки показали небольшое (статистически незначимое) преимущество прогнозов ГГО по сравнению с прогнозами на основе двух других методов, а также то, что простейшее комплексирование методик на основе осреднения трех прогнозов позволяет получить еще более качественный прогноз (рис. 1).

В результате описанного эксперимента впервые в России было показано, что месячные прогнозы, основанные на прямом гидродинамическом расчете, уже вполне могут соперничать со статистическими прогнозами. Другой важный результат состоял в рекомендации использовать комплексный прогноз по трем методам в качестве *основного метода* при подготовке официального месячного прогноза приземной температуры воздуха. Подробный отчет о результатах сравнения содержится в работе Булдовского (2007).

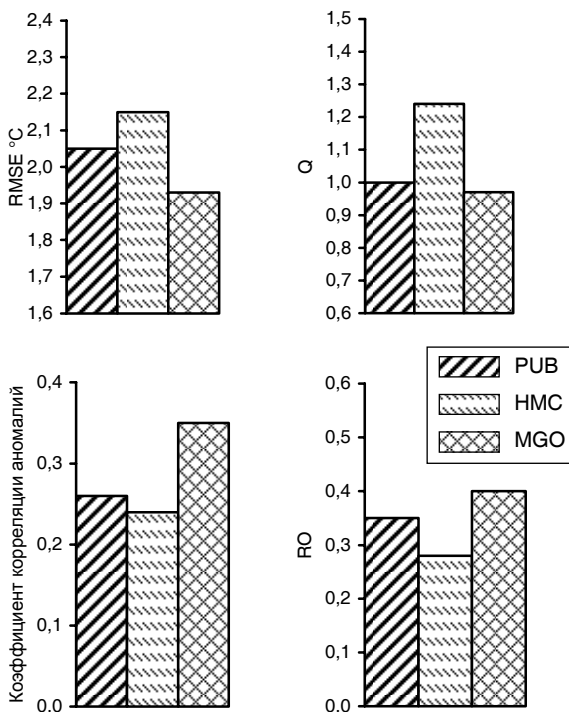


Рис. 1. Средние оценки прогнозов месячных аномалий температуры воздуха по трем методам за период согласованных оперативных испытаний по 70 станциям СНГ.

MGO, HMC – оценки прогнозов на основе гидродинамико-статистических методов ГГО и Гидрометцентра России соответственно, PUB – оценки официальных прогнозов.

Организация параллельных испытаний методик в оперативном режиме позволяет получить независимую и в целом объективную сравнительную оценку. Однако для ее получения приходится ждать 2—3 года, и даже этого срока часто недостаточно для получения статистически надежных результатов. Альтернативный подход, активно использующийся в современной мировой практике, состоит в тестировании методик на материале исторических прогнозов по данным архивов реанализа.

В ГГО для этого использовались 20-летние серии прогнозов, в которых начальные и эталонные поля получены из реанализа NCEP/NCAR за 1979—1998 гг., а прогнозы приземной температуры воздуха и количества осадков по станциям оценивались по данным архивов наблюдений (Мирвис, Мелешко и др., 2006, 2006а).

На рис. 2 показано распределение средних оценок прогнозов приземной температуры воздуха по территории России в различные сезоны по критерию  $RMSSS_c$ :

$$RMSSS_c = 1 - \frac{RMSE_m}{RMSE_c}, \quad (1)$$

где  $RMSE_m$  и  $RMSE_c$  средние квадратические ошибки методического и климатического прогноза соответственно. Из рисунка видно, что прогностическая информация месячного прогноза в среднем превосходит качество климатических прогнозов, построенных на основе климатических норм ( $RMSSS_c > 0$ ). Частично такой результат связан с быстрыми климатическими изменениями и с тем, что используемые климатические нормы устарели. Однако важно также то, что корреляция прогностических и фактических аномалий существенно положительна (рис. 3), в то время как климатический прогноз вообще не содержит информации об ожидаемых аномалиях (прогноз всегда равен норме).

Тем не менее изредка случаются крайне неудачные прогнозы, когда корреляция аномалий отрицательна. Как правило, это происходит при неожиданных перестройках атмосферной циркуляции в начале прогнозируемого месяца. Примером тому может служить резкое похолодание в европейской части России в январе 2006 г., которое никому не удалось спрогнозировать заблаговременно, включая Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды. В таких случаях сразу становится ясно, что месячный прогноз не оправдался и его надо корректировать.

Учитывая все это, ГГО уже несколько лет развивает систему скользящего месячного прогноза с детализацией по неделям внутри месяца (Мелешко и др., 2002, 2002а.; Мирвис, Мелешко и др., 2006, 2006а). Методика прогноза была тестирована на 20-летних рядах 1979—1998 гг., а с 1999 г. прогнозы выпускаются в оперативном режиме. Оценки качества прогнозирования в

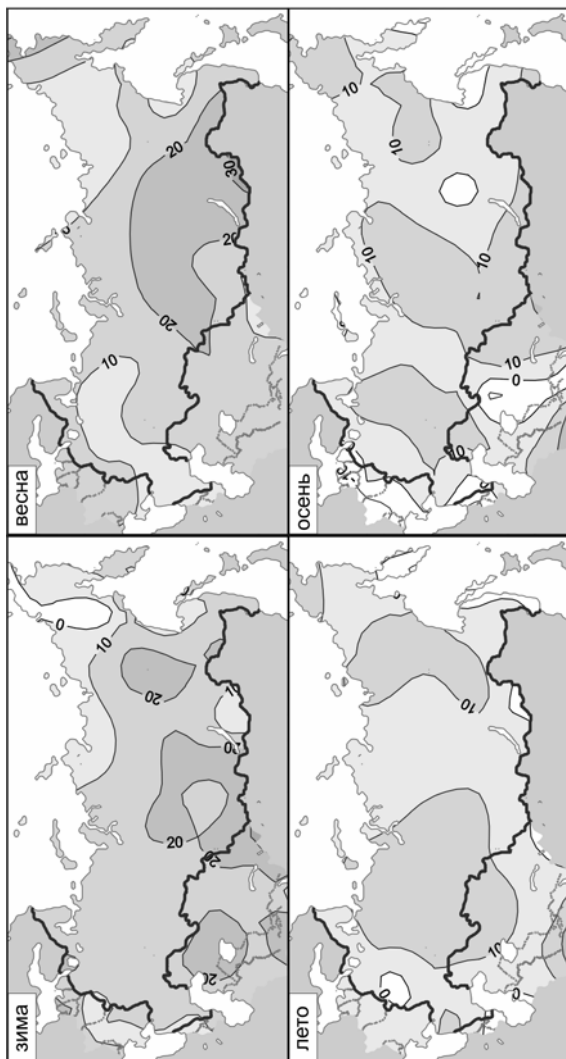


Рис. 2. Мера мастерства  $RMSSr_r$  (%) прогнозов ГГО средней месячной приемной температуры воздуха на территории России по данным исторических прогнозов за 1979—1998 гг.



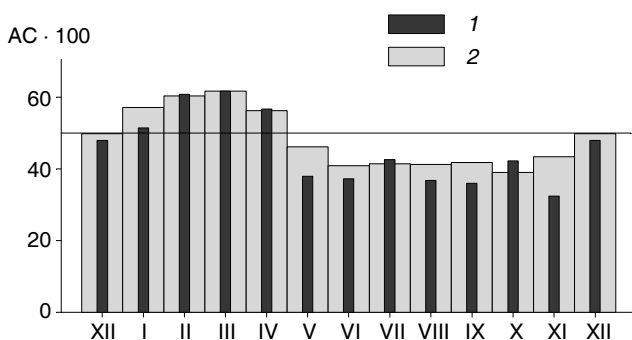
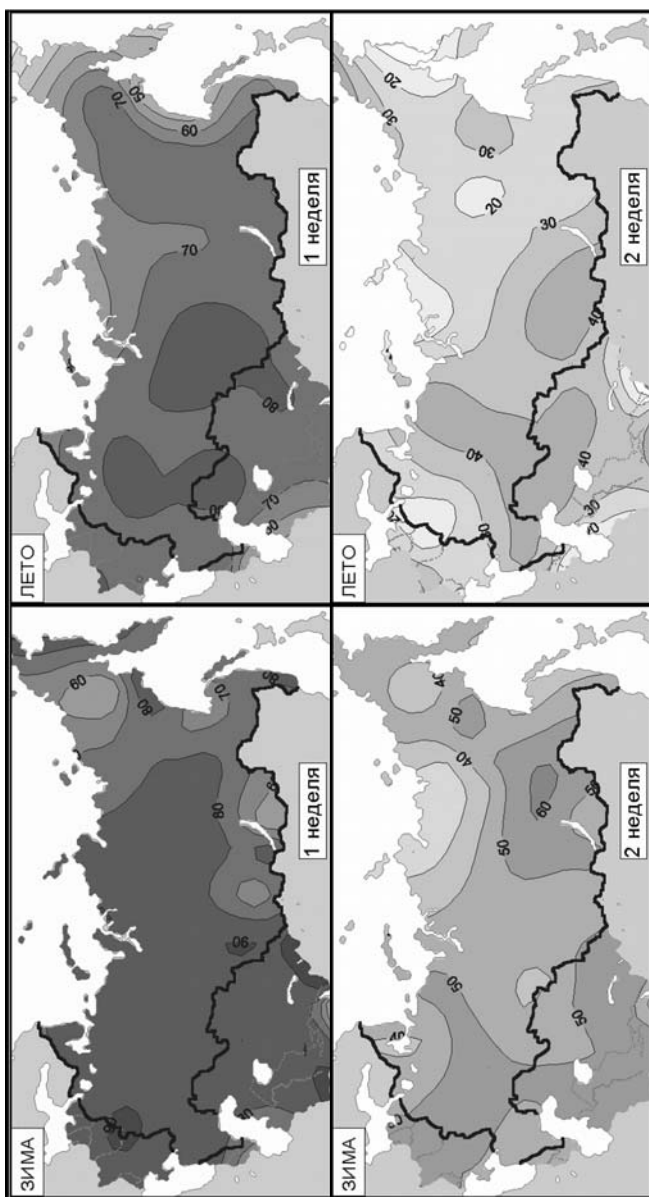


Рис. 3. Средние месячные (1) и скользящие трехмесячные (2) коэффициенты корреляции прогностических и фактических аномалий ( $AC \cdot 100$ ) приземной температуры воздуха на территории России.

течение прогностического периода показывают, что оно быстро понижается в первую половину месяца по мере утраты детерминированной предсказуемости. Это свойственно любой самой совершенной прогностической системе. Наилучшую оправдываемость имеют прогнозы на первую неделю. Прогнозы на вторую половину месяца превосходят по качеству климатический прогноз только в некоторых районах (рис. 4). В сезонном разрезе относительно более высокая оправдываемость прогнозов отмечается зимой и весной.

Система скользящего месячного прогноза ГГО включает вероятностный прогноз температуры воздуха по трем градациям, а также экспериментальный прогноз количества осадков. Оправдываемость прогнозов месячного количества осадков практически не отличается от таковой для эмпирических прогнозов. Ошибки приблизительно равны ошибкам климатического прогноза, а средний уровень корреляции аномалий составляет  $\sim 0,16$  и только в некоторых районах превышает  $0,3$ .

Точность вероятностных прогнозов температуры воздуха может быть проиллюстрирована с помощью диаграммы надежности, показывающей соответствие между прогностической вероятностью и фактической частотой (рассчитывается по группе прогнозов с заданной градацией вероятности и равна отношению числа совпадений прогностических и фактических градаций про-



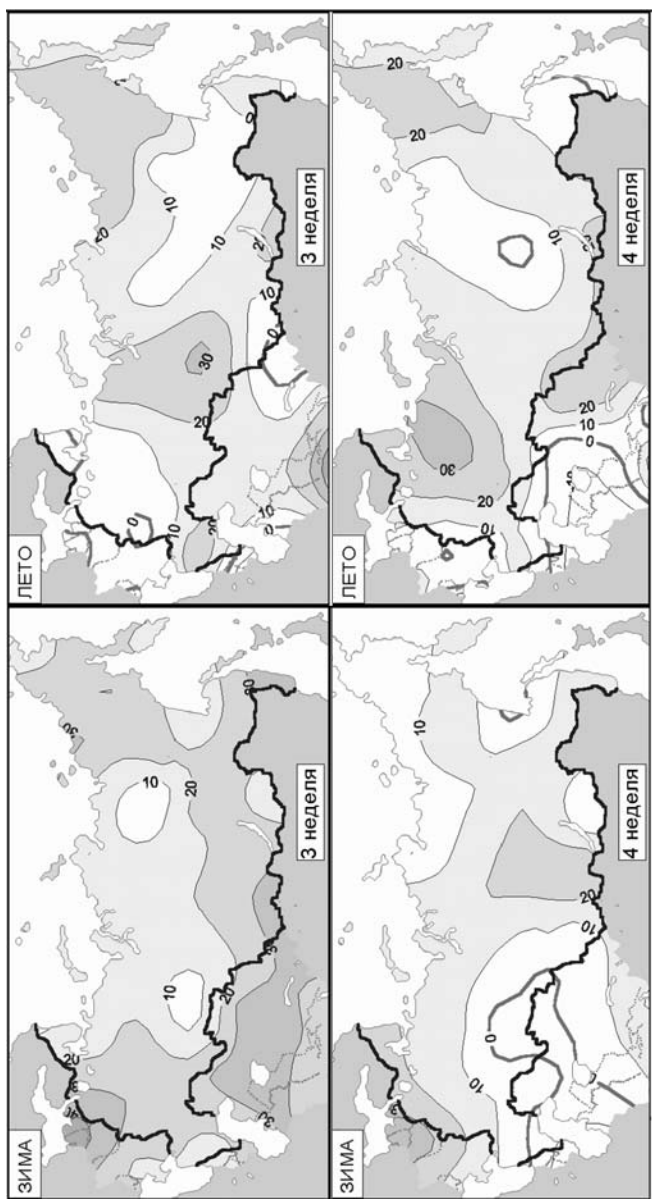


Рис. 4. Распределение коэффициента корреляции прогностических и фактических аномалий ( $\Delta C \cdot 100$ ) приземной температуры воздуха для прогнозов на первую, вторую, третью и четвертую недели в зимний и летний сезоны.

гнозируемой величины к общему числу прогнозов в группе). Диаграмма надежности (рис. 5) построена по совокупности 480 вероятностных прогнозов средней месячной температуры по трем градациям для каждой из 70 станций России. Из рисунка видно в среднем хорошее соответствие наблюдаемых частот их прогностическим вероятностям. Для построения этой диаграммы все прогнозы были разбиты на группы в зависимости от величины прогностической вероятности (десять групп). Цифрами у точек обозначено общее число прогнозов в каждой группе. Затем по группам определялась фактическая частота осуществления прогноза (относительное число случаев совпадения прогнозируемой и фактической градации аномалии температуры воздуха).

Можно отметить две особенности этого графика — относительно небольшую повторяемость прогнозов, данных с большой вероятностью (показатель неопределенности прогнозов), а также наличие небольшого смещения этих прогнозов, характеризующееся завышением вероятности (фактические частоты меньше прогностических вероятностей). Это смещение может быть следствием недостаточно эффективного ансамбля (малый размер и недостатки метода построения).

В последние годы широкое распространение получила так называемая сравнительная оперативная характеристика прогнозов (COX), в англоязычной литературе соответственно Relative Operating Characteristic (ROC). Этот показатель удобен как связка между научной и практической оценками качества прогнозов. Он рассчитывается по группам прогнозов определенного явления (например, превышение температурой заданного критического уровня) с вероятностью не ниже заданного порога  $P_n$ . В каждой группе рассчитывается относительная доля удавшихся прогнозов (HR) и ложных тревог (FAR). Пары значений HR и FAR, полученные для разных уровней пороговой вероятности, представляют в виде графика (рис. 6). Линия равенства HR и FAR соответствует случаям отсутствия полезной прогностической информации. Интегральной оценкой COX является площадь под кривой графика соответствия HR и FAR. Для идеального прогноза  $COX = 1$ .

На рис. 6 приведены кривые COX для прогнозов градации температуры воздуха «выше нормы» в детализированном по не-

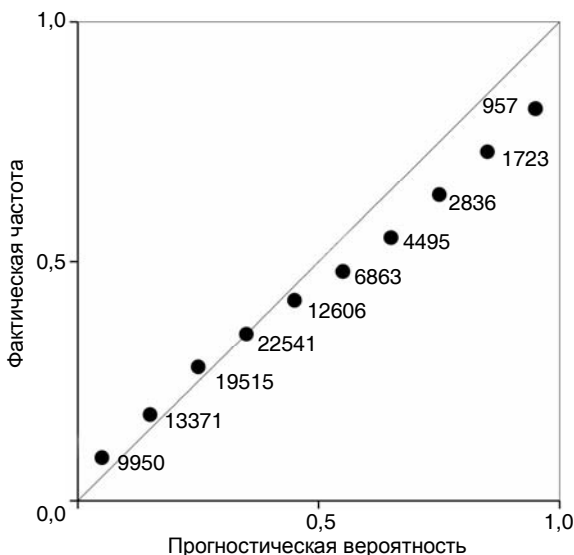


Рис. 5. Диаграмма надежности вероятностных прогнозов трех градаций средней месячной температуры воздуха.

делям прогнозе на месяц. Значения интегральной оценки COX для всех интервалов прогноза превысили 0,5 и составили 0,87; 0,69; 0,59 и 0,56 для 1, 2, 3 и 4-й недель соответственно.

Развиваемая в Европейском центре среднесрочных прогнозов погоды система месячного прогноза также построена по принципу еженедельного прогноза на скользящий месячный отрезок, дифференцированный по неделям. Однако прогностические недели имеют другие интервалы заблаговременности (1,2,3,4-я недели ограничены соответственно 5—11, 12—18, 19—25, 26—32 сутками периода интегрирования). Оперативные прогнозы выпускаются в ESMWF начиная с 2004 г. Интегральные оценки COX (ROC) вероятностных прогнозов приземной температуры воздуха по внетропической части северного полушария составили за период 27.03.2002 — 17.12.2003 (45 выпусков) приблизительно 0,8; 0,7 и 0,6 для 1, 2 и 3—4-й недель соответственно (Vitart, 2004).

При известной априорной вероятности прогнозируемого явления значения HR и FAR позволяют рассчитать оценки потен-

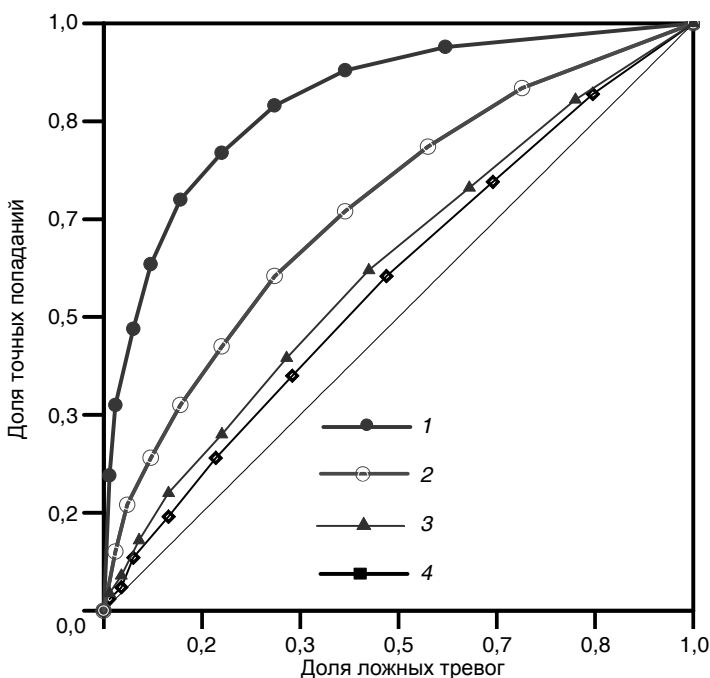


Рис. 6. Сравнительная оперативная характеристика (COX) детализированных по неделям прогнозов градации приземной температуры воздуха «выше нормы» (Россия, 1979—1998 гг.).

Кривая .....	1	2	3	4
Неделя .....	1-я	2-я	3-я	4-я
Дни .....	2—8	9—15	16—22	23—29

циальной экономической эффективности прогностической информации в зависимости от параметра  $r$ , характеризующего степень зависимости потребителя от прогнозируемого явления:  $r = C/L$  (здесь  $C$  и  $L$  — меры затрат на предотвращение ущерба и потерь соответственно). В качестве такой оценки рассматривается относительный выигрыш потребителя при ориентации его на методический прогноз вместо климатического. Подобные расчеты необходимы для выработки стратегии при принятии хозяйственных решений. Важной ее составляющей является выбор поро-

говой вероятности, при которой следует принимать прогноз во внимание.

Рассмотренные выше оценки вероятностных прогнозов по трем градациям свидетельствуют о преимуществе прогностической информации месячного прогноза по сравнению с ориентацией на климатические нормы. Однако, для того чтобы извлечь реальную пользу, необходимо установить связи между метеорологическими величинами, которые могут быть объектом прогноза, и объектами приложения этих прогнозов. Эта задача требует совместных усилий прогнозистов и пользователей прогноза, и в этом направлении пока сделано очень мало.

В отношении успешности сезонных прогнозов для территории России и стран СНГ результаты пока малоутешительны. Ошибки прогнозов в целом близки к ошибкам климатического прогноза, а уровень коэффициентов корреляции прогностических и фактических полей не выше, чем в прогнозах на основе эмпирических методов. Тем не менее исследования по поиску путей улучшения прогнозов продолжаются. В настоящее время Гидрометцентр России и ГГО проводят эксперимент по сравнению оперативных сезонных прогнозов с нулевой заблаговременностью, итоги которого будут подведены в следующем году. Такое сравнение является важным звеном в выяснении перспектив построения совместных прогностических продуктов на основе мультимодельных ансамблей. В тесном сотрудничестве Гидрометцентра России и ГГО проводятся исследования колебаний атмосферной циркуляции планетарного масштаба, их воспроизводимости в моделях и влияния на предсказуемость аномальных режимов погоды на территории России. Основное внимание уделяется при этом Северо-Атлантическому колебанию, которое во многом определяет характер погоды в зимний период на значительной части России. Исследуется зависимость сезонной предсказуемости в восточных районах России от эпизодов Эль-Ниньо/Ла-Нинья. Наряду с этим, как уже упоминалось, значительные усилия в обеих организациях направлены на улучшение самих прогностических моделей.

Исключительно важно то, что научная деятельность по сезонному прогнозу ведется в тесном контакте с международными научными группами. В этой связи заслуживает упоминания уча-

стие в проектах по исследованию сезонной предсказуемости SMIP2 SMIP/HFP. В настоящее время осуществляется проект APCN, в котором принимают участие 15 моделей из восьми стран, включая модели Гидрометцентра России и ГГО (табл. 3).

Таблица 3

**Характеристика моделей, участвующих в проекте APCN**

Страна	Международное наименование организации	Сокращенное наименование	Разрешение модели	Число членов ансамбля в исторических/оперативных прогнозах
Австралия	Bureau of Meteorology Research Centre	POAMA	T47L17	10/10
Канада	Meteorological Service of Canada	MSC	1,875 × 1,875° L50	10/10
Китай	National Climate Center/ CMA	NCC	T63L16	8/8
Китай	Institute of Atmospheric Physics	IAP	4 × 5° L20	7/8
Китай, Тайвань	Central Weather Bureau	CWB	T42L18	10/10
Япония	Japan Meteorological Agency	JMA	T63L40	6/31
Корея	Korea Meteorological Administration	GDAPS/ KMA	T106L21	20/20
Корея	Seoul National University	GCPS/ SNU	T63L21	10/10
Корея	Meteorological Research Institute	METRI/ KMA	4 × 5° L17	10/10
Россия	Main Geophysical Observatory	MGO	T42L14	6/10
Россия	Hydrometeorological Research Centre of Russia	HMC	1,125 × 1,40625° L28	6/6



Окончание табл. 3

Страна	Международное наименование организации	Сокращенное наименование	Разрешение модели	Число членов ансамбля в исторических/оперативных прогнозах
США	Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies	COLA	T63L18	10/10
США	International Research Institute for Climate Prediction	IRI	T42L18	24/24
США	NCEP Coupled Forecast System	NCEP	T62L64	15/15
США	National Aeronautics and Space Administration	NSIPP/ NASA	$2 \times 2,5^\circ$ L34	18/18

Цель данного проекта состоит в построении мультимодельного ансамблевого сезонного прогноза. В рамках проекта все участники предоставили в координационный центр АРСС (Корея) материалы исторических прогнозов за длительный период и с 2004 г. в оперативном режиме направляют туда текущие сезонные прогнозы. Первые результаты оценки прогнозов по отдельным моделям и по данным мультимодельного ансамбля представлены в отчете АРСС (2006, 2006а), а также имеются на сайте [www.apcc21.net](http://www.apcc21.net).

В качестве примера на рис. 7 приведены оценки глобальных исторических прогнозов полей аномалий T-850 на лето (июнь—август), полученные по отдельным моделям, а также по четырем вариантам мультимодельного ансамблевого прогноза. В рассмотренном примере качество прогнозов ГГО и Гидрометцентра России оказалось относительно высоким, а самыми лучшими стали оценки мультимодельного ансамблевого прогноза (ММЕ).

Распределение оценок ансамблевых исторических прогнозов на материках (рис. 8, 9) показывает, что в некоторых районах, расположенных преимущественно в тропической зоне (Индия,

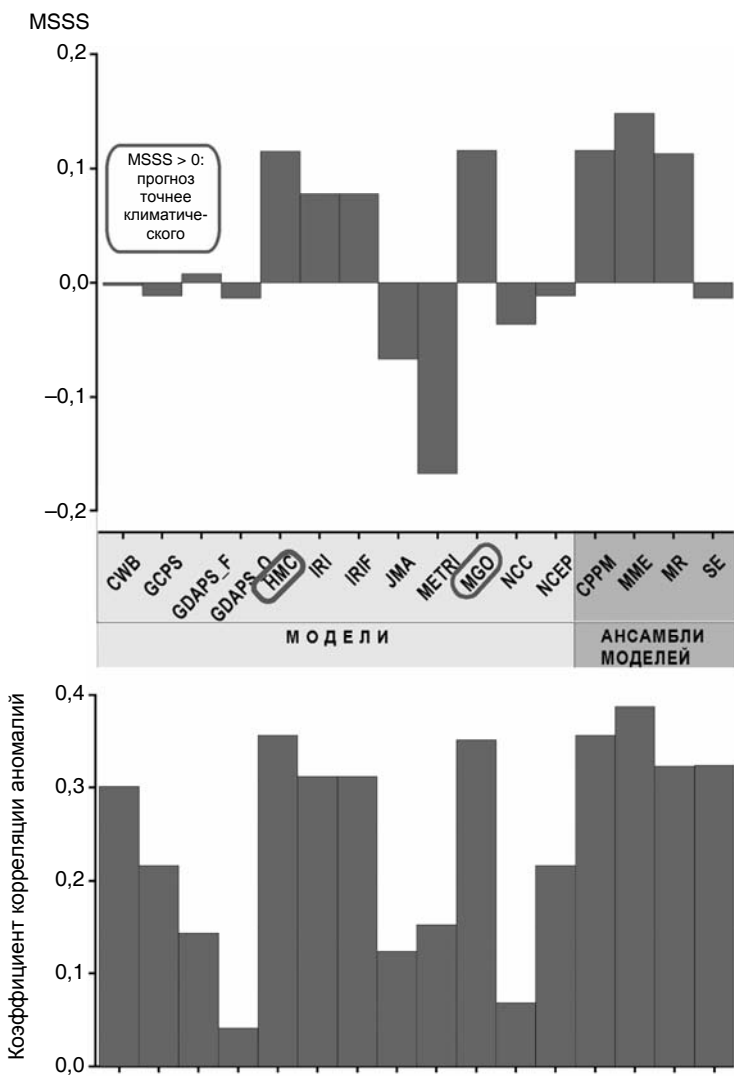


Рис. 7. Средние оценки исторических глобальных прогнозов полей аномалий T-850 на лето (июнь—август) по моделям, участвующим в проекте APCN (1983—2003 гг.) (рисунок построен по материалам веб-сайта APCC).

MSSS определяется аналогично RMSSS (формула (1)), но для квадрата ошибок.

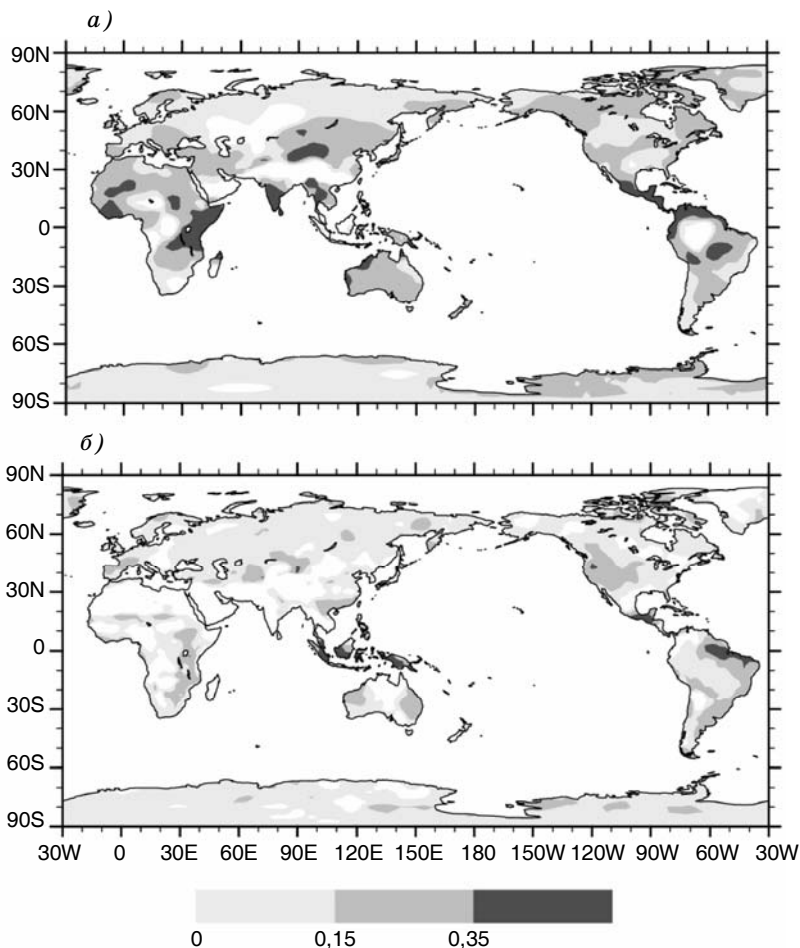


Рис. 8. Оценки MSSS исторических сезонных мультимодельных прогнозов (ММЕ) T-850 (а) и осадков (б) на лето (июнь—август) 1983—2003 гг. по данным сайта [www.apcc21.net](http://www.apcc21.net).

Индокитай, Индонезия, Центральная Америка, тропические районы на западе Африки), успешность прогнозов температуры, а кое-где и прогнозов осадков неплохая. На территории России она в целом низкая. Относительно неплохие оценки прогнозов T-850 отмечаются только на юге Сибири и Дальнего Востока.

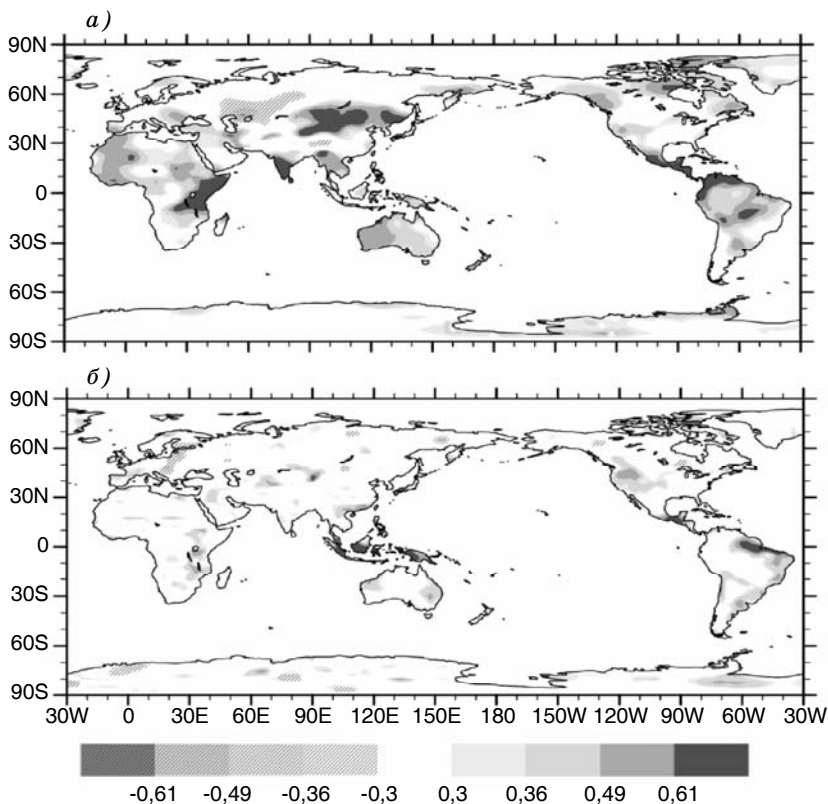


Рис. 9. Коэффициенты корреляции аномалий, полученные по ряду исторических сезонных мультимодельных прогнозов (ММЕ) T-850 (а) и осадков (б) на лето (июнь—август) 1983—2003 гг. по данным сайта [www.apcc21.net](http://www.apcc21.net).

В настоящее время сотрудничество в рамках проекта APCN активно развивается. С 2007 г. организован ежемесячный выпуск скользящих сезонных прогнозов. К проекту подключаются новые, усовершенствованные модели, ведутся работы по оптимизации комплексирования мультимодельного ансамбля прогнозов.

В рамках программы WCRP инициирован новый проект по анализу предсказуемости на временных масштабах от недель до десятилетий на основе исторического интегрирования моделей атмосфера—океан—суша—лед (Climate-System Historical Forecast Project, CHFP).

## Основные итоги и перспективы

Современное развитие долгосрочных метеорологических прогнозов на месяц и сезон идет, прежде всего, по пути максимального и комплексного использования физически полных моделей атмосферы и океана, а также сочетания физического подхода с эмпирическими методами на стадии интерпретации ансамблевых прогнозов. Достигнутые успехи, относящиеся, прежде всего, к прогнозированию Эль-Ниньо и связанных с ним метеорологических процессов, оказываются весьма скромными в части прогнозирования для внетропических широт (особенно для европейских стран и России). Главной причиной этого является высокий уровень непредсказуемой синоптической изменчивости на фоне слабого проявления сигнала граничных условий. Тем не менее есть основания полагать, что в некоторых районах в отдельные сезоны или при определенных режимах циркуляции прогнозирование на сезон может быть полезным.

Прогнозы на срок до месяца являются более успешными: в среднем они точнее климатического прогноза и за редким исключением дают правдивое представление о географическом распределении аномалий. Однако, учитывая быстрое снижение качества за пределами первых двух недель, целесообразно предусмотреть дифференциацию прогностической информации по неделям, а также, по крайней мере, еженедельное обновление прогноза. Прогностическая информация обязательно должна быть представлена в вероятностной форме. Особо следует отметить, что в части месячных прогнозов гидродинамико-статистические методы, основанные на физическом подходе, получили официальное признание, зафиксированное в решении ЦМКП Росгидромета.

Следует подчеркнуть, что пути повышения качества прогнозов еще далеко не исчерпаны и достигнутый уровень нельзя признать окончательным. В этом отношении важнейшими направлениями деятельности в международном масштабе являются:

развитие совместных моделей циркуляции атмосферы и океана, включающих прогнозирование температуры поверхности океана, ледяного и снежного покрова;

повышение пространственного разрешения моделей, увеличение числа слоев по вертикали, улучшенное представление процессов взаимодействия тропосферы и стратосферы;

улучшение параметризации подсеточных физических процессов и уменьшение систематических ошибок;

уточнение вводимой начальной информации;

оптимизация построения ансамблевых прогнозов, калибровка прогностической информации на основе широкого применения современных методов статистического (эмпирического) анализа, повышение надежности вероятностных прогнозов;

развитие взаимодействия разработчиков и потенциальных пользователей прогностической информации в целях совершенствования форм представления прогнозов и их оптимального использования.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 07-05-13572-офи\_ц).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Багров Н. А., Кондратович К. В., Педь Д. А., Угрюмов А. И. Долгосрочные метеорологические прогнозы. — Л.: Гидрометеониздат, 1985. — 248 с.

Булдовский Г. С. Результаты сравнительной оценки прогнозов среднемесячной температуры воздуха по пунктам и регионам России и СНГ на основе гидродинамико-статистических методов ГГО, Гидрометцентра России и официально выпускаемых прогнозов / Результаты испытания новых и усовершенствованных методов и моделей. — Информационный сборник № 34, 2007.

Киктев Д. Б., Тросников И. В., Толстых М. А., Зарипов Р. Б. Оценки успешности прогнозов сезонных аномалий метеорологических полей для модели SL-AV в эксперименте SMIP-2. — Метеорология и гидрология, 2006, № 6, с. 16—26.

Мелешко В. П., Гаврилина В. М., Пичугин Ю. А., Шнееров Б. Е. Исследование потенциальной сезонной предсказуемости режимов атмосферной циркуляции в северном полушарии. — Труды ГГО, 2001, вып. 550, с. 166—178.

Мелешко В. П., Гаврилина В. М., Мирвис В. М., Матюгин В. А., Пичугин Ю. А., Вавулин С. В. Гидродинамико-статистический долгосрочный прогноз метеорологических полей по модели ГГО. 1. Этапы совершенствования метода и технология прогноза. — Метеорология и гидрология, 2002, № 9, с. 5—16.

Мелешко В. П., Гаврилина В. М., Мирвис В. М., Матюгин В. А., Пичугин Ю. А., Вавулин С. В. Гидродинамико-статистический долгосрочный прогноз метеорологических полей по модели ГГО. 2. Результаты оперативных испытаний и перспективы улучшения прогностической схемы. — Метеорология и гидрология, 2002, № 10, с. 5—17.

Мелешко В. П., Гаврилина В. М., Мирвис В. М., Матюгин В. А., Пичугин Ю. А., Вавулин С. В. Результаты сравнения гидродинамико-

статистических методов ГГО и Гидрометцентра России прогноза метеорологических величин на срок до месяца / Результаты испытания новых и усовершенствованных методов и моделей гидрометеорологических прогнозов. — Информационный сборник № 30, 2003, с. 3—20.

Мирвис В. М. Оценка и коррекция систематических ошибок гидродинамического прогноза приземной температуры воздуха на месяц для сети станций СНГ. — Труды ГГО, 2001, вып. 550, с. 155—165.

Мирвис В. М., Мелешко В. П., Гаврилина В. М., Матюгин В. А., Львова Т. Ю. Прогноз метеорологических величин на предстоящий месяц гидродинамико-статистическим методом ГГО. I. Категорические прогнозы — результаты 26-летних серий испытаний. — Метеорология и гидрология, 2006, № 1, с. 5—18.

Мирвис В. М., Мелешко В. П., Гаврилина В. М., Матюгин В. А., Львова Т. Ю. Прогноз метеорологических величин на предстоящий месяц гидродинамико-статистическим методом ГГО. II. Вероятностный прогноз: анализ и интерпретация распределения ансамбля, методика и качество прогнозов. — Метеорология и гидрология, 2006, № 2, с. 5—16.

Муравьев А. В., Казначеева В. Д., Круглова Е. Н., Куликова И. А. Долгосрочное прогнозирование аномальных синоптических ситуаций. I. Основные конструктивные и технические характеристики динамико-статистической схемы долгосрочного прогноза погоды. — Метеорология и гидрология, 1999, № 3, с. 28—36.

Муравьев А. В., Казначеева В. Д., Круглова Е. Н., Куликова И. А. Долгосрочное прогнозирование аномальных синоптических ситуаций. II. Условия эксперимента и результаты прогноза. — Метеорология и гидрология, 1999, № 4, с. 5—15.

Садоков В. П., Вильфанд Р. М. Новые результаты в разработке статистических методов долгосрочных прогнозов погоды и технология их выпуска. — В кн.: 70 лет Гидрометцентру России, 1999, с. 134—140.

Anderson D. L. T., Stockdale T. et al. Development of the ECMWF seasonal forecast System 3. — ECMWF Technical Memorandum 503, 2007.

Assessment of the climate forecasts produced by individual models and MME methods. — APCC Technical Report, V. 1, No.1, 2006.

APCC Annual Report on Research & Development. — APCC Technical Report, V.1, No.2, 2006.

Gibson R., Källberg P., Uppala S. The ECMWF Re-Analysis (ERA) Project. — Newsletter 73, Autumn 1996.

Kalnay E. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project, BAMS, 1996, 77, 437—470.

Kanamitsu M. et al. NCEP-DEO AMIP-II Reanalysis (R-2), BAMS, 2002, 83, 1631—1643.

Onogi K. et al. The JRA-25 Reanalysis. — J. Meteor. Soc. Japan, 85, 2007, 369—432.

Palmer T. N., Doblas-Reyes F. J., Hagedorn R. DEMETER: Development of European multi-model ensemble system for seasonal to interannual prediction. — ECMWF Newsletter, 2003, No. 99, p. 8—17.

Rayner N. A. et al. Global analyses of SST, sea ice and night marine air temperature since the late nineteenth century. — *J. Geophys Res*, 2003, No.108, doi:10.1029/2002JD002670.

Reynolds R. W., Smith T. M. Improved global sea surface temperature analysis. — *J. Climate*, 1994, No.7.

Reynolds R. W. et al. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. — *J. Climate*, 2002, No.15, p. 1609—1625.

Uppala S., Källberg P. et al. ERA-40: ECMWF 45-year reanalysis of the global atmosphere and surface conditions 1957—2002. — *ECMWF Newsletter*, 2004, No.101.

Vitart F. Monthly Forecasting. — *ECMWF Newsletter*, 2004, No.100, p. 3—13.

WMO. Standardised verification system (SVS) for long-range forecasts (LRF). New attachment II-9 to the Manual on the GDPS (WMO-No. 485). Volume 1. — WMO, Geneva, 2002.

WCRP. Position Paper on Seasonal Prediction Report from the First WCRP Seasonal Prediction Workshop, 4—7 June 2007, Barcelona, Spain. — WCRP Informal Report No. 3/2008, ICPO Publication No. 127.



**РЕАКЦИЯ РАВНОВЕСНОГО КЛИМАТА  
НА ПРЕДНАМЕРЕННУЮ ЭМИССИЮ СТРАТОСФЕРНОГО  
АЭРОЗОЛЯ, РАССЧИТАННАЯ ПО ГЛОБАЛЬНОЙ МОДЕЛИ  
АТМОСФЕРЫ И ВЕРХНЕГО СЛОЯ ОКЕАНА ГГО**

*В. П. Мелешко, И. Л. Кароль, В. М. Катцов, П. В. Спорышев,  
К. Ю. Булгаков, В. А. Фролькис*

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

*Как известно, сульфатный аэрозоль, будучи рассеянным в стратосфере, может вызвать понижение температуры воздуха у поверхности Земли и тем самым компенсировать глобальное потепление климата, вызванное антропогенным воздействием. С помощью глобальной модели атмосферы и верхнего слоя океана ГГО рассчитано потепление равновесного климата при удвоении концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере. Затем был рассчитан новый равновесный климат, в котором, помимо удвоения концентрации  $\text{CO}_2$ , учитывалось компенсационное воздействие сульфатным аэрозолем, рассеянным в нижней стратосфере. В результате глобальная температура воздуха у поверхности Земли оказалась такой же как в первоначальном, невозмущенном климате.*

*Показано, что глобальная компенсация потепления климата в результате аэрозольного воздействия приводит к некоторым изменениям термического режима и гидрологического цикла в отдельных регионах земного шара. Дается подробный анализ этих изменений и приводятся оценки количества сульфатного аэрозоля, необходимого для полной компенсации глобального потепления климата в результате удвоения концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере.*

**SENSITIVITY OF EQUILIBRIUM CLIMATE  
TO STRATOSPHERIC AEROSOL INJECTION AS SIMULATED  
BY MGO AGCM WITH SLAB MODEL**

*V. P. Meleshko, I. L. Karol, V. M. Kattsov,  
P. V. Sporishev, K. Yu. Bulgakov, V. A. Frolkis*

Voeikov Main Geophysical Observatory

*As is known, dispersion of the sulphate aerosols in the stratosphere can reduce surface air temperature, and thus may provide compensation of the global warming caused by anthropogenic forc-*

*ing. Using the MGO global atmospheric model coupled with the mixed layer ocean, the warming of equilibrium climate was simulated for CO<sub>2</sub> doubling in the atmosphere. Thereafter the new equilibrium climate was simulated in which CO<sub>2</sub> doubling and sulphate aerosols dispersed uniformly and globally in the stratosphere were taken into account. As a result, complete compensation of global warming was achieved.*

*It was shown that the global warming compensation due to aerosols forcing resulted in some changes of thermal conditions and hydrological cycle in several regions of the globe. Detailed analysis of appropriate regional changes of climate and conservative assessment of aerosols amount required for full compensation of global warming due to CO<sub>2</sub> doubling in atmosphere were discussed.*

## **1. Введение**

В настоящее время наблюдаемое глобальное потепление вышло за пределы, позволяющие рассматривать эту проблему как исключительно научную. Скорость потепления в последние десятилетия достаточно высока, и существуют убедительные научные доказательства того, что главной причиной потепления является хозяйственная деятельность человека. Такой вывод привел ведущие страны мира к необходимости формулирования и осуществления национальной политики в отношении изменений климата и его последствий, а также учета национальных интересов в международном переговорном процессе вокруг этой проблемы.

Существуют значительные неопределенности в оценках того, как ожидаемые климатические изменения будут протекать и какое влияние они окажут на экосистемы, экономическую деятельность и социальные процессы в разных странах и регионах, а также на деятельность государственных институтов. Широко признается, что в зависимости от конкретного региона следует ожидать как позитивных, так и негативных последствий. Эти последствия могут быть особенно значимыми в условиях развитой экономики и большой численности населения, когда вследствие экономического роста и накопления национального богатства потенциальный ущерб, причиняемый климатическими аномалиями и стихийными бедствиями, возрастает даже в отсутствие значительных климатических изменений.

Вследствие озабоченности мирового сообщества слишком медленным прогрессом в решении проблемы сокращения выбросов парниковых газов в атмосферу и ростом риска опасных изменений климата уже в этом столетии среди некоторой части ученых возродился интерес к проблеме глобального регулирования изменений климата. При этом в зарубежной научной литературе часто используется термин *геоинженерия*, под которым обычно понимают глобальное по масштабам воздействие на климат преднамеренного характера с целью ослабления антропогенного потепления, вызванного увеличением содержания парниковых газов в атмосфере.

Хотя первоочередной целью мирового сообщества продолжает оставаться сокращение эмиссии парниковых газов в атмосферу для предотвращения опасных изменений климата, в ряде научных публикаций обсуждаются и другие возможные меры, направленные на уменьшение глобального потепления. В частности, нередко поднимается вопрос о создании в стратосфере аэрозольного слоя, который позволил бы увеличить планетарное альbedo планеты и создать охлаждающий эффект для глобальной атмосферы. Впервые такое предложение высказал М. И. Будыко в начале 1970 годов (Будыко, 1974). Впоследствии появились аналогичные предложения по созданию разного рода экранов, уменьшающих приток солнечной радиации к поверхности Земли.

В ряде работ рассматривались наблюдавшиеся эффекты естественных экранов — аэрозолей мощных извержений вулканов, заброшенных в стратосферу в тропических широтах и образовавших такой экран на один-два года. Более других исследованы последние извержения вулканов Эль-Чичон в Мексике (май 1982 г.) и Пинатубо на Филиппинских островах (июнь 1991 г.). Температурные и динамические кратковременные последствия этих извержений достаточно полно исследованы по данным наблюдений и моделям (см. например, работы Kinnison et al. (1994), Robock et al. (2000), Trenberth (2007), Израэля и др. (2007)).

Некоторые сведения о характере распространения и выведения из стратосферы аэрозолей дает анализ результатов измерений глобального выпадения на поверхность Земли радиоактивных аэрозолей — продуктов крупных серий испытаний ядерного оружия в 1958—1962 гг. Такой анализ показал, что продукты

ядерных испытаний, проводимых в тропических широтах, распространяются в оба полушария и выводятся из атмосферы несколько медленнее, чем в случае испытаний в средних и высоких широтах (Кароль, 1972).

Большинство членов научного сообщества в мире высказывает глубокую озабоченность в отношении возможного в будущем применения в широких масштабах преднамеренных воздействий на климатическую систему (см., например, работы Bodansky (1996), Schneider (1996), Bengtsson (2006), MacCracken (2006) и др.). Существует широко распространенное мнение о том, что для деятельности по применению геоинженерных технологий, по-видимому, всегда будут характерны сомнительная эффективность и большие риски. Высказываются предложения, что на международном уровне должен быть принят мораторий на практическое применение таких технологий отдельными странами или группой стран. Вопросы, касающиеся технологических, экономических, правовых и этических аспектов этой проблемы требуют отдельного рассмотрения.

Возможная реакция климатической системы на планируемое воздействие может и должна исследоваться ныне лишь путем математического моделирования. Общеизвестно, что в настоящее время оно достигло такого уровня развития, что считается основным средством «прогноза» изменения характеристик глобального и регионального климата под воздействием существующих и ожидаемых климатоформирующих факторов (IPCC, 2007).

К настоящему времени опубликован ряд исследований, основанных на широком применении климатических моделей разной степени сложности, в которых оценивается реакция глобального климата на различные способы радиационного воздействия. Для нейтрализации антропогенного потепления климата предложено несколько способов уменьшения приходящей на поверхность Земли солнечной радиации. Самый простой способ воздействия в климатической модели (но наименее реалистичный) — уменьшение величины модельной солнечной постоянной. Так, в работе Govindasamy, Caldeira (2000) исследовалось влияние такого уменьшения солнечного излучения с использованием трехмерных моделей глобальной циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана. Рассчитывался стандартный равновесный климат при доинду-

стриальной и удвоенной концентрации  $\text{CO}_2$ , а также при уменьшении солнечной постоянной на 1,8%. Показано, что уменьшение потока солнечного излучения может привести к существенному уменьшению региональных и сезонных изменений климата, вызванных радиационным воздействием при удвоении концентрации  $\text{CO}_2$ , несмотря на значительные различия в механизмах радиационного воздействия. Однако нейтрализация повышения глобальной температуры при удвоении содержания  $\text{CO}_2$  не приводит к аналогичной нейтрализации изменений в режиме осадков.

Дальнейшим расширением этих исследований явились оценки влияния геоинженерных воздействий на земную биосферу (Govindasamy et al., 2002). С этой целью к указанной выше модели равновесного климата был подключен биосферный блок земной растительности, и далее рассчитывались изменения суммарной продуктивности биомассы в результате увеличения концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере и уменьшения приходящей солнечной радиации. Показано, что, хотя продуктивность биомассы несколько уменьшается в результате уменьшения потока солнечной радиации, основной ее прирост обеспечивается увеличением содержания парникового газа в атмосфере.

В работе Lunt et al. (2008) рассчитывались три квазиравновесных климата: при доиндустриальной и учетверенной концентрации  $\text{CO}_2$ , а также при учетверенной концентрации  $\text{CO}_2$  и уменьшенной солнечной постоянной, обеспечивающей возврат глобальной температуры приземного воздуха к ее первоначальному значению в доиндустриальный период. Для этой цели использовалась полная совместная модель океан—атмосфера—криосфера. Установлено, что температура понижается в тропической зоне и повышается в высоких широтах, что уменьшаются интенсивность влагооборота атмосферы и изменчивость Эль-Ниньо и Южного колебания, а также усиливается меридиональная циркуляция в Атлантике.

В работе Елисеева, Мохова (2008) с помощью модели промежуточной сложности выполнены расчеты изменения климата в XXI веке с учетом сценария увеличения концентрации парниковых газов в атмосфере A1B при одновременном учете различных сценариев пространственного распределения стратосферного аэрозоля. Показано, что наибольшее замедление глобального потепления

происходит при однородном по земному шару распределении аэрозоля в стратосфере и при распределении с максимумом его концентрации в средних и субполярных широтах северного полушария. Установлено, что воздействие аэрозоля способствует замедлению увеличения глобальных осадков при потеплении климата.

В работе Rasch et al. (2008) исследовались разные сценарии аэрозольного распыления в стратосфере с целью оценить интенсивность его воздействия на климатическую систему в зависимости от количества аэрозоля и размера его частиц. Путем серии расчетов равновесного климата с использованием модели атмосферы и верхнего слоя океана показано, что размер аэрозольных частиц играет важную роль в установлении радиационного баланса. Если аэрозольные частицы имеют такой же размер, как при вулканических извержениях, то для регулирования парникового потепления требуется большее количество аэрозоля, чем в случае частиц, находящихся во взвешенном состоянии, поскольку крупные частицы менее эффективно рассеивают солнечную радиацию. Вместе с тем, значительное увеличение удельной поверхности сульфатных (особенно мелких) аэрозолей в стратосфере может вызвать существенное разрушение там озона в результате гетерогенных реакций на этих аэрозолях с участием высоких уровней содержания хлорных и бромных соединений, которое, однако, в работе не оценивалось.

Данная работа посвящена изучению исключительно физической реакции климатической системы на преднамеренное воздействие. Основная цель исследования — установить, в какой степени можно регулировать климат путем преднамеренного воздействия на него аэрозолем с целью уменьшения глобального потепления, вызванного ростом содержания парниковых газов в атмосфере. Другими словами, вопрос состоит в том, можно ли вернуть равновесный климат при удвоенной концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере к контрольному равновесному состоянию (при стандартной концентрации  $\text{CO}_2$ ) посредством воздействия на него равномерно распыленным в стратосфере сульфатным аэрозолем заданной оптической толщины.

Как известно, механизмы радиационного воздействия на климатическую систему в результате роста концентрации парниковых газов и рассеяния аэрозоля в стратосфере существенно

различаются между собой. Так, рост концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере способствует изменению длинноволнового излучения и почти не оказывает влияния на потоки солнечной радиации. В то же время, сульфатный аэрозоль может оказывать существенное влияние на потоки солнечной радиации и слабо влияет на длинноволновую радиацию. Таким образом, воздействия на радиацию парникового газа и аэрозоля оказываются несимметричными в климатической системе.

## 2. Постановка экспериментов

В настоящей работе использовалась глобальная модель общей циркуляции атмосферы T42L25 (шаг сетки 250 км, 25 уровней по вертикали), верхнего слоя океана и морского льда. Модель учитывает основные физические процессы, протекающие в атмосфере, подробное описание которых дано в работах Шнеерова и др. (1997, 2001). Морской лед является составной частью верхнего слоя океана и рассчитывается в термодинамическом приближении. Общее представление о качестве расчета современного климата с помощью этой модели дается в работах Мелешко и др. (1999), Мирвиса и др. (2006). Одна из версий модели атмосферы также используется в оперативных прогнозах режимов погоды на сроки от месяца до сезона (Мирвис и др., 2006).

Равновесный климат рассчитывался для трех экспериментов: контрольный климат со стандартной концентрацией  $\text{CO}_2$  в атмосфере ( $310 \text{ млн}^{-1}$ ), климат с удвоенной концентрацией  $\text{CO}_2$  ( $620 \text{ млн}^{-1}$ ) и, наконец, климат с удвоенной концентрацией  $\text{CO}_2$  и одновременным воздействием сульфатного аэрозоля, равномерно рассеянного в стратосфере по всему земному шару. Для исключения дрейфа климата в модели с верхним слоем океана выполнялось предварительное интегрирование уравнений модели атмосферы с заданными климатическими температурой поверхности океана и протяженностью морского льда сроком на 10 лет, а затем определялись и учитывались в модели корректирующие потоки для океана.

Полагалось, что сульфатный аэрозоль, состоящий из S-частиц 75 %-ной серной кислоты (стандартный стратосферный аэрозоль), равномерно рассеивается на высоте 10—12 км по всему

земному шару (WCP-112, 1986). Полагалось также, что заданная оптическая толщина аэрозольного слоя, равная 0,26 при длине волны излучения 0,55 мкм, остается постоянной в течение всего времени счета. Величина оптической толщины аэрозоля была выбрана априорно такой, чтобы обеспечить возврат глобальной температуры приземного воздуха к первоначальному состоянию, которое соответствует контрольному климату.

Во всех трех экспериментах расчет климата выполнялся на 110 лет, и первые 20 лет, в течение которых происходила адаптация атмосферы, океана и криосферы к равновесному режиму, исключались из анализа. В результате были получены три равновесных климата продолжительностью 90 лет каждый. При этом неявно предполагалось, что в стратосфере обеспечивается поддержание постоянной концентрации аэрозоля заданной оптической толщины, одинаковой по всему земному шару, в течение очень длительного времени (десятилетий)

### **3. Расчеты характеристик современного глобального климата**

Для того чтобы составить общее представление о качестве и достоверности расчета некоторых важных характеристик глобального климата, в табл. 1 приводятся значения составляющих радиационного баланса на верхней границе атмосферы и у поверхности Земли, рассчитанные в контрольном эксперименте и полученные путем диагностических оценок с использованием климатических данных и с учетом модели радиационного переноса в атмосфере. Качество оценки диагностических радиационных потоков в сравнении с результатами спутниковых наблюдений подробно обсуждается в работе Raschke et al. (2005).

Сравнения показывают, что средние за год составляющие радиационного баланса на верхней границе атмосферы, полученные по МОЦА/ВПСО и диагностическим оценкам, достаточно хорошо согласуются между собой. Наибольшие различия обнаруживаются у поверхности Земли, причем средние модельные значения, как правило, попадают в диапазон диагностических оценок. МОЦА/ВПСО также правильно воспроизводят средний за год глобальный радиационный приток в столбе атмосферы.



Таблица 1

Средние за год значения глобального радиационного баланса ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ), рассчитанные по МОЦА/ВПСО ГГО и полученные в работе Rashke et al. (2005)

Радиационные потоки	МОЦА/ВПСО	Диагностическая оценка
<i>Радиационный баланс на верхней границе</i>		
Приходящая солнечная радиация	341,1	$342 \pm 0,25$
Отраженная солнечная радиация	-100,3	$-106 \pm (5-7)$
Планетарное альbedo	29,4	$31 \pm 1$
Уходящее излучение	-238,0	$-233 \pm (3-5)$
Полный радиационный баланс	2,7	$3 \pm (5-7)$
ОРВ: солнечная радиация	-47,4	-50
ОРВ: длинноволновая радиация	24,0	25
ОРВ: суммарное воздействие	-23,4	-24
<i>Радиационный приток в атмосфере</i>		
Баланс солнечной радиации	77,8	$71 \pm (7-10)$
Баланс длинноволновой радиации	-181,1	$-183 \pm (15-20)$
Суммарный радиационный баланс	-103,3	$-112 \pm (15-20)$
<i>Составляющие теплового баланса на поверхности Земли</i>		
Нисходящий поток солнечной радиации	190,6	$189 \pm (7-10)$
Баланс солнечной радиации	163,0	$165 \pm (7-10)$
Нисходящий длинноволновый поток	333,2	$343 \pm (15-20)$
Эффективное излучение	-56,9	$-50 \pm (15-20)$
Суммарный радиационный баланс	106,1	$115 \pm (15-20)$
Затраты тепла на испарение	-84,3	-85
Турбулентный поток тепла	-23,3	-20

Примечания. 1. В последнем столбце указан диапазон неопределенностей при оценках потоков. 2. ОРВ — глобальное облачно-радиационное воздействие на систему атмосфера — поверхность Земли.

На верхней границе атмосферы в среднем за год положительный баланс солнечной радиации на всех широтах в значительной мере компенсируется длинноволновым излучением в мировое

пространство от системы атмосфера — поверхность Земли. При осреднении годовых потоков солнечной и длинноволновой радиации за длительный период по всему земному шару эта компенсация потоков получается достаточно близкой к полной. Однако компенсация потоков не может быть полной, поскольку некоторая доля тепловой энергии в виде доступной потенциальной энергии трансформируется в кинетическую, которая далее затрачивается на диссипацию.

Облачно-радиационное воздействие на верхней границе атмосферы, определяемое как разность соответствующих потоков (солнечной и длинноволновой радиации) в облачной и безоблачной атмосфере также хорошо согласуется с результатами диагностических оценок. В табл. 2 представлены некоторые базовые характеристики глобального климата, полученные по результатам расчета по модели и данным наблюдений.

*Таблица 2*

**Глобальные значения базовых характеристик современного климата, рассчитанные в модели МОЦА/ВПСО и полученные по данным наблюдений**

Климатический параметр	МОЦА/ВПСО	Данные наблюдений
Температура приземного воздуха, °С	12,8	14,1
Осадки, мм/сут	2,96	2,69
Влагосодержание в столбе атмосферы, мм	20,6	24,0

#### **4. Глобальные и зональные изменения характеристик климата при глобальном радиационном воздействии**

Рассмотрим глобальные и зональные изменения потоков энергии на верхней границе атмосферы и у поверхности Земли, обусловленные удвоением концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере и воздействием на этот более теплый климат путем рассеивания сульфатного аэрозоля в стратосфере, по отношению к контрольному (так называемому современному) климату. В табл. 3 приводятся глобальные изменения различных потоков энергии на границах атмосферы, а также некоторых других характеристик климата.

Таблица 3

**Изменения по отношению к контрольному климату средних за год глобальных значений радиационных потоков (Вт/м<sup>2</sup>) и некоторых климатических переменных, рассчитанных по МОЦА/ВПСО при удвоении концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере и при равномерном рассеивании сульфатного аэрозоля в стратосфере**

Радиационные потоки	2 · [CO <sub>2</sub> ]	2 · [CO <sub>2</sub> ] + аэрозоль
<i>Изменение радиационного баланса на верхней границе (Вт/м<sup>2</sup>)</i>		
Баланс солнечной радиации	2,6	-5,4
Планетарное альbedo, %	-0,8	1,6
Уходящее излучение	-2,8	4,8
Полный радиационный баланс	-0,2	-0,6
<i>Изменение потоков тепла у поверхности Земли (Вт/м<sup>2</sup>)</i>		
Нисходящая солнечная радиация	-2,0	-6,0
Восходящая солнечная радиация	2,8	1,0
Баланс солнечной радиации	0,8	-5,0
Нисходящий длинноволновый поток	19,1	1,3
Излучение с поверхности Земли	-15,5	0,3
Эффективное излучение	3,6	1,6
Турбулентный поток тепла	0,8	1,0
Затраты тепла на испарение	-4,8	2,4
Суммарный баланс тепла	0,4	0,0
<i>Изменение характеристик климата</i>		
Температура приземного воздуха, °C	3,1	0,0
Осадки, %	5,7	-2,9
Влагоддержание атмосферы, мм	4,1	-0,1

Примечание. Во всех трех экспериментах (контрольный, удвоение CO<sub>2</sub> и рассеивание аэрозоля) использовались данные равновесного климата за 90 лет.

При удвоении концентрации CO<sub>2</sub> в атмосфере система атмосфера— поверхность Земли получает больше солнечной радиации отчасти за счет изменения общей облачности и, особенно, за счет уменьшения площади снежного покрова и морского льда в средних и высоких широтах в течение всего года (рис. 1 а). В результате поток солнечной радиации увеличился на 2,6 Вт/м<sup>2</sup> и планетарное альbedo уменьшилось на 0,8 % (табл. 3). С другой стороны, возросло длинноволновое глобальное излучение в мировое пространство на -2,8 Вт/м<sup>2</sup>, причем особенно заметно в зоне со-

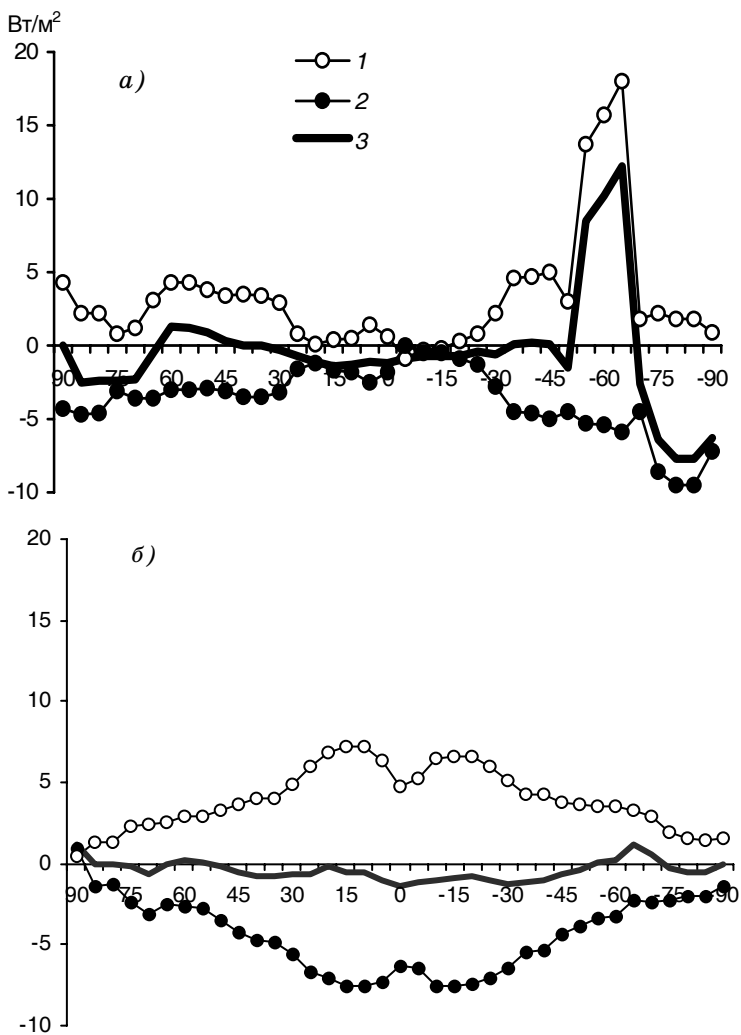


Рис. 1. Средние за год зональные изменения баланса солнечной радиации (1), уходящего излучения (2) и полного радиационного баланса (3) на верхней границе атмосферы, полученные в расчетах при удвоении концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере (а) и одновременном удвоении концентрации  $\text{CO}_2$  и рассеивании сульфатного аэрозоля в стратосфере (б) по отношению контрольному климату при стандартной концентрации  $\text{CO}_2$ .

кращения площади ледового покрова на океанах. В результате, получая больше радиационной энергии в средних и высоких широтах, в целом по всему земному шару система теряет некоторое количество энергии ( $-0,2 \text{ Вт/м}^2$ ) преимущественно за счет значительного выхолаживания стратосферы.

В эксперименте с учетом рассеивания сульфатного аэрозоля в стратосфере и одновременного удвоения концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере глобальный отраженный поток солнечной радиации на верхней границе атмосферы увеличился на всех широтах, причем особенно значительно в тропической зоне (рис. 1 б). В результате поток солнечной радиации, поглощенный системой атмосфера—поверхность Земли, уменьшился на  $5,4 \text{ Вт/м}^2$ . Однако в то же время поток длинноволнового излучения в мировое пространство уменьшился на  $4,8 \text{ Вт/м}^2$ . В итоге изменение полного радиационного баланса системы составило  $-0,6 \text{ Вт/м}^2$  по отношению к контрольному климату.

Важно отметить некоторые различия в изменениях средних за год потоков солнечной и длинноволновой радиации на границе атмосферы при удвоении концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере и при эмиссии стратосферного аэрозоля. Помимо того что отдельно взятые изменения солнечной и длинноволновой радиации имеют противоположные знаки в указанных экспериментах, их широтные распределения также существенно различаются между собой (ср. рис. 1 а и б). Так, при удвоении концентрации  $\text{CO}_2$  наибольшие изменения потоков наблюдаются в высоких широтах обоих полушарий, а в низких широтах изменения существенно меньше. С другой стороны, при эмиссии стратосферного аэрозоля распределения широтных изменений солнечной радиации и длинноволнового излучения являются зеркальным отражением друг друга относительно оси абсцисс с максимумом изменений в низких широтах. В результате того что изменения солнечной и длинноволновой радиации в каждом эксперименте в значительной степени компенсируют друг друга, средние за год зональные изменения суммарных потоков в экспериментах с удвоенной концентрацией  $\text{CO}_2$  и рассеиванием аэрозоля различаются между собой незначительно в средних и низких широтах и становятся более заметными в высоких широтах обоих полушарий.

Рассмотрим теперь изменения тепловых потоков у поверхности Земли. При удвоении концентрации  $\text{CO}_2$  увеличение проти-

воизлучения атмосферы наблюдается почти на всех широтах, достигая максимума, равного  $6 \text{ Вт/м}^2$ , в широтном поясе  $30^\circ \text{ ю. ш.} - 30^\circ \text{ с. ш.}$  при среднем глобальном росте на  $3,6 \text{ Вт/м}^2$  (рис. 2 а; табл. 3). Рост поглощенной солнечной радиации на поверхности Земли обусловлен преимущественным сокращением площади снежного и ледового покрова в средних и высоких широтах, а некоторое уменьшение солнечной радиации в низких широтах вызвано увеличением общей облачности. В результате произошло перераспределение потоков энергии у поверхности. Существенно возросли затраты тепла на испарение на всех широтах (при среднем глобальном увеличении на  $-4,8 \text{ Вт/м}^2$ ), что указывает на интенсификацию глобального влагооборота. Средняя за год глобальная температура приземного воздуха повысилась на  $3,1 \text{ }^\circ\text{C}$ , а зимой в полярной области северного полушария это повышение составило  $7-9 \text{ }^\circ\text{C}$  (рис. 3). Средние за год осадки возросли на  $5,7\%$  по отношению к контрольному климату, причем особенно значительное увеличение отмечалось в высоких широтах и в зоне внутритропической конвергенции (рис. 4).

При эмиссии сульфатного аэрозоля в стратосфере в случае равновесного климата с удвоенной концентрацией  $\text{CO}_2$  глобальное поглощение солнечной радиации на поверхности Земли уменьшилось на  $5 \text{ Вт/м}^2$ , и особенно значительно ( $-7 \text{ Вт/м}^2$ ) в низких широтах (рис. 2 б, табл. 3). Следствием этого стало уменьшение затрат тепла на испарение ( $-2,4 \text{ Вт/м}^2$ ) и эффективного излучения ( $-1,6 \text{ Вт/м}^2$ ), причем наибольшие изменения этих потоков также произошли в низких широтах.

Несмотря на то что при эмиссии аэрозоля в стратосфере вновь установилась такая же глобальная температура, как в контрольном климате, зональные и региональные распределения и сезонный ход температуры и осадков, а также некоторых других характеристик климата оказались отличными от соответствующих значений в контрольном климате. Так, средняя за год температура приземного воздуха в высоких широтах северного полушария оказалась примерно на  $1,5 \text{ }^\circ\text{C}$  ( $3,0 \text{ }^\circ\text{C}$  зимой и около нуля летом) выше по сравнению с контрольным климатом (см. рис. 3). Зимнее потепление вызвано тем, что влияние аэрозоля в это время года оказывается очень малым вследствие отсутствия (или малых значений) солнечной радиации в полярной области. Одновремен-

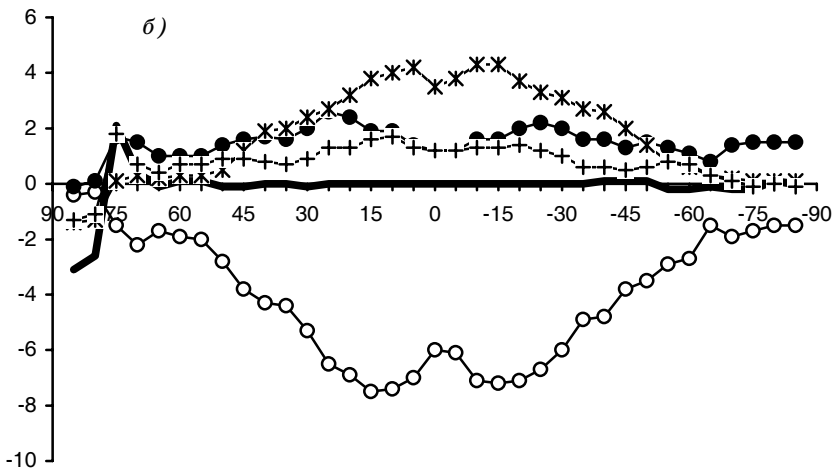
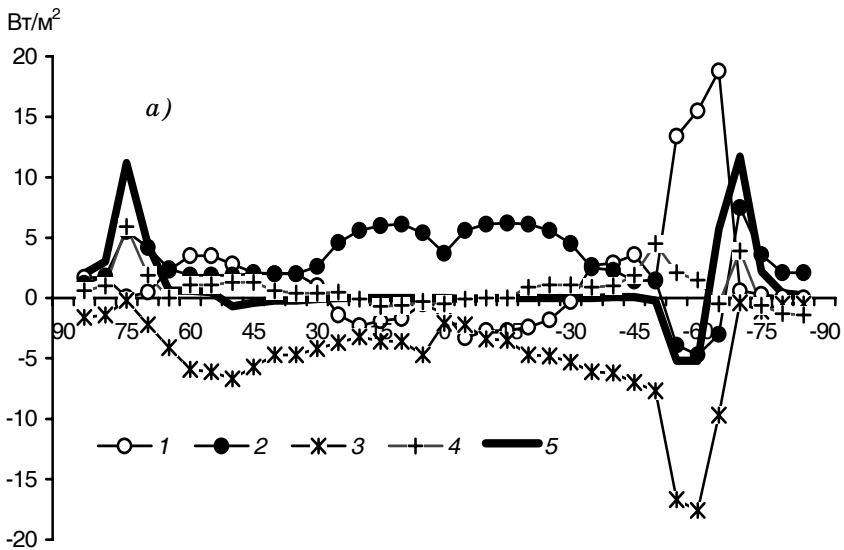


Рис. 2. Средние за год зональные изменения составляющих теплового баланса на поверхности Земли.

1 — баланс солнечной радиации, 2 — эффективное излучение, 3 — затраты тепла на испарение, 4 — турбулентный поток тепла, 5 — полный баланс тепла.  
Усл. обозначения а и б см. рис. 1.

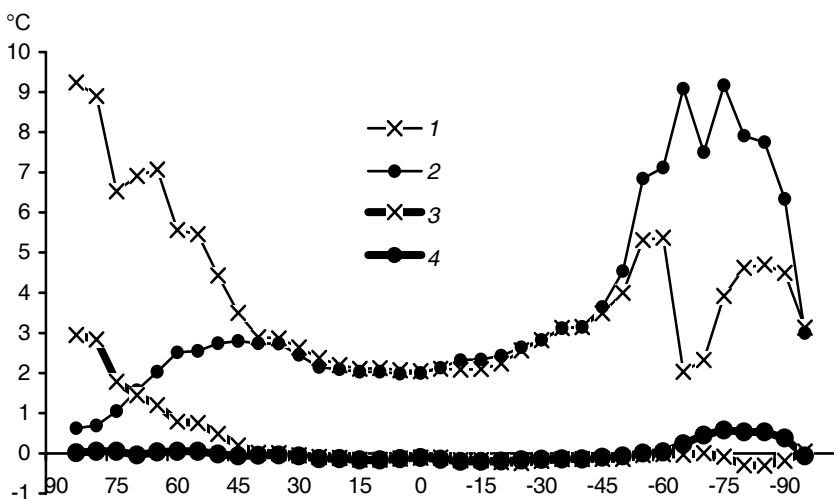


Рис. 3. Средние зональные изменения температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ) приземного воздуха зимой (1, 3) и летом (2, 4), полученные в расчетах при удвоения концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере (1, 2) и одновременном удвоении концентрации  $\text{CO}_2$  и рассеивании сульфатного аэрозоля в стратосфере (3, 4) по отношению к контрольному климату.

но температура приземного воздуха в тропической зоне незначительно понижалась в течение всего года.

При удвоении концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере площадь морского льда уменьшается в марте на 4,7 % и в сентябре на 1,6 %. По данным наблюдений в эти месяцы площадь льда бывает наибольшей и наименьшей соответственно. В случае эмиссии стратосферного аэрозоля площадь морского льда приближается к площади льда в контрольном климате, однако остается несколько меньшей вследствие отмеченного выше потепления Арктики (табл. 4).

Географическое распределение изменений температуры зимой и летом показано на рис. 5 а и б. Закрашенные области соответствуют изменениям, статистически значимым на уровне 90 %.

Несмотря на неизменность средней за год глобальной температуры средние за год глобальные осадки уменьшились на 2,9 %. Это обусловлено в основном сокращением конвективных осадков в низких широтах и крупномасштабных осадков в средних и высоких широтах (см. рис. 4). При этом на акватории океанов сокращение осадков произошло на всех широтах. На континентах



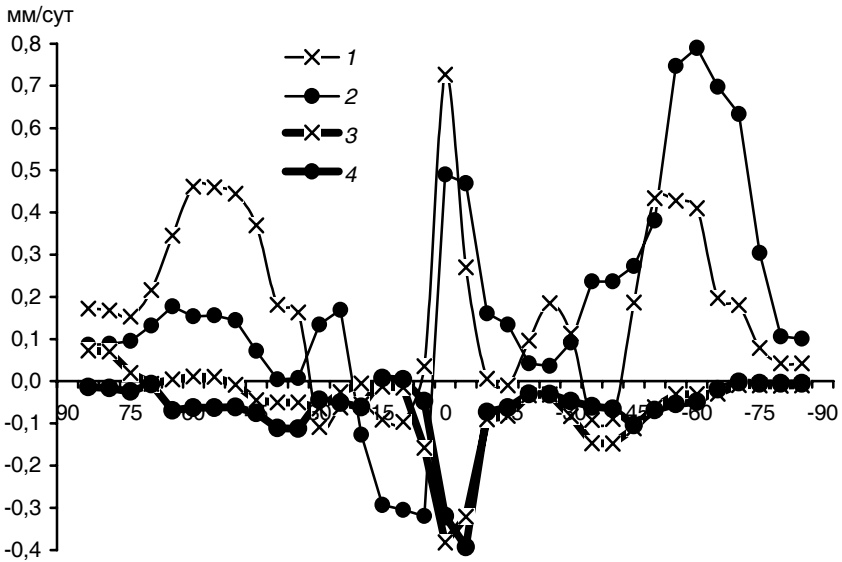


Рис. 4. Средние зональные изменения интенсивности осадков (мм/сут) зимой (1, 3) и летом (2, 4), полученные в расчетах при удвоении концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере (1, 2) и одновременном удвоении концентрации  $\text{CO}_2$  и рассеивании сульфатного аэрозоля в стратосфере (3, 4) по отношению к контрольному климату.

широтные изменения осадков недостаточно выражены: в средних широтах северного полушария летом отмечается уменьшение на 3 %, а в низких широтах наблюдаются зоны возрастания и убывания зимой и летом. Географическое распределение изменений осадков зимой и летом показано на рис. 5 *в* и *г*, на которых закрашен-

Таблица 4

**Наибольшие (март) и наименьшие (сентябрь) значения площади морского льда, полученные в контрольном климате, при удвоении концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере и при эмиссии сульфатного аэрозоля в стратосфере по отношению к общей площади северного полушария**

Месяц	Отношение, %		
	Контрольный климат	$2 \cdot [\text{CO}_2]$	$2 \cdot [\text{CO}_2] + \text{аэрозоль}$
Март	10,6	6,9	10,1
Сентябрь	3,4	1,8	3,1

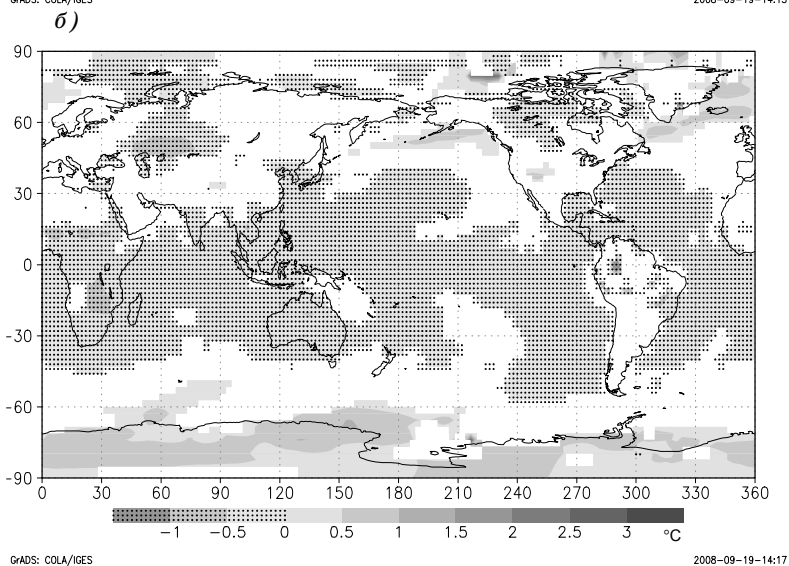
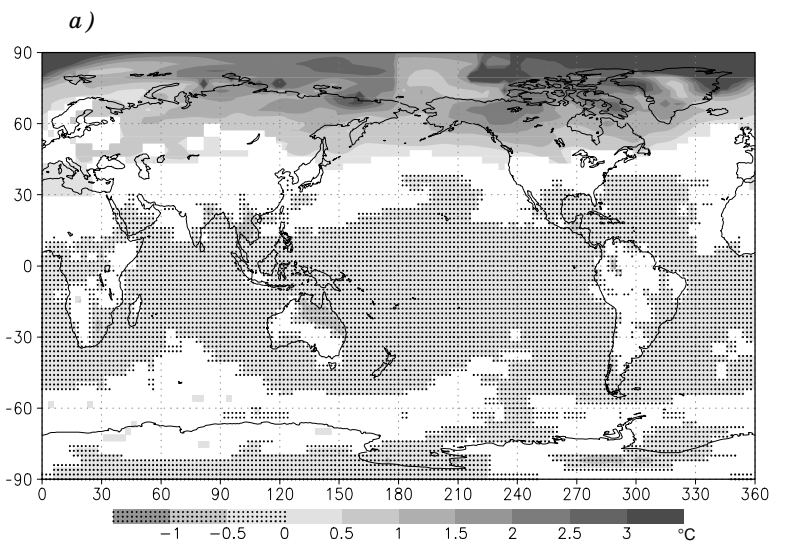
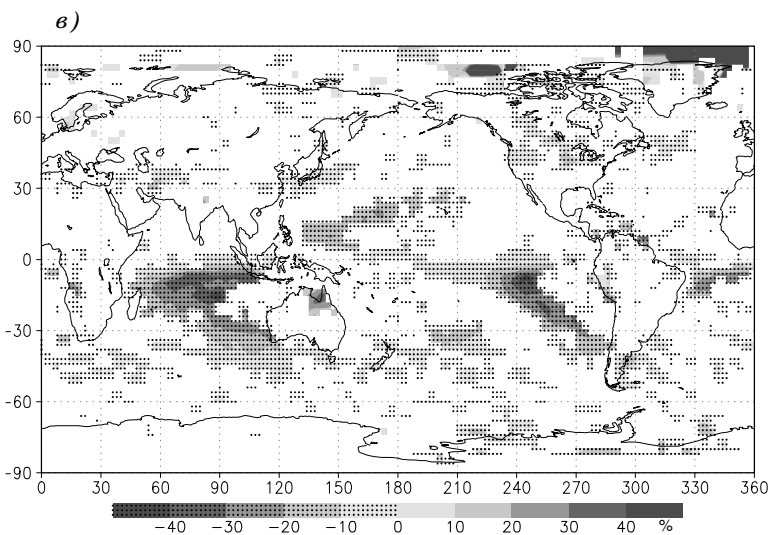
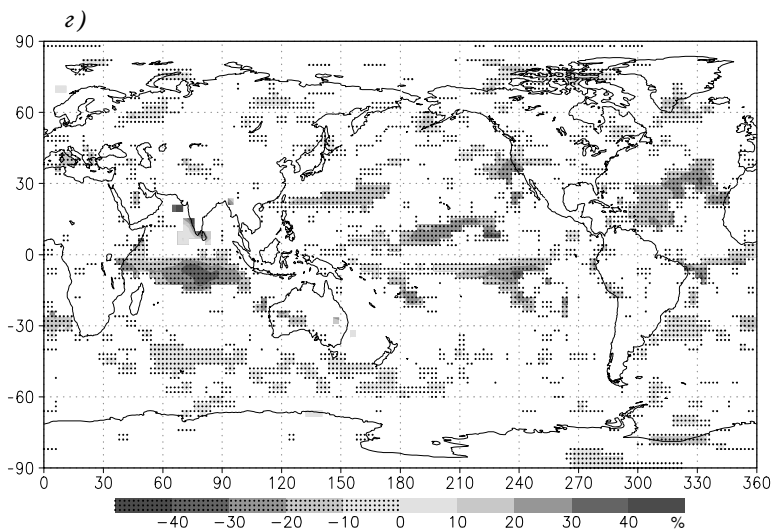


Рис. 5. Географические распределения изменений температуры (°C) при концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере и рассеивании сульфатного аэрозоля в стра  
Белым областям соответствуют изменения,



GrADS: COLA/IGES

2008-09-18-18:43



GrADS: COLA/IGES

2008-09-18-18:41

земного воздуха (*а, б*) и осадков (*в, г*), полученные в расчетах при удвоении тосфере для зимы (*а, в*) и лета (*б, г*) по отношению к контрольному климату. статистически не значимые на уровне 90 % .

ные области соответствуют изменениям, статистически значимым на уровне 90 %. Сокращение осадков согласуется с уменьшением глобального испарения с поверхности континентов и с акватории океанов и с уменьшением влагосодержания атмосферы.

## 5. Стратосферный аэрозоль

Оценим аэрозольные параметры, необходимые для формирования требуемого аэрозольного экрана. Ограничимся оценкой распределения числа частиц по размерам и общей массы аэрозоля, образующего глобальный однородный экран с оптической толщиной  $\tau = 0,26$  при длине волны излучения  $0,55$  мкм, используемый в нашем модельном исследовании. Экран состоит из полидисперсных сульфатных аэрозолей в слое  $10$ — $12$  км, распределенных по известным логнормальному и гамма-распределениям (WCP-112, 1986). Аэрозольный слой считается оптически тонким с линейным соотношением между  $\tau$  и коэффициентом экстинкции  $m_s$  ( $\text{г}/\text{см}^3$ ). Оптические характеристики аэрозоля в видимой ближней ИК (БИК) и ИК областях взяты из работы WCP-112 (1986), как и в использованной выше модели атмосферы.

Для модельного радиуса  $a_m = 0,0556$  мкм, который соответствует максимуму плотности распределения числа частиц аэрозоля по размерам, для среднеквадратичного его отклонения  $\sigma = 0,079$  мкм при  $\tau = 0,26$  на длине волны излучения  $\lambda = 0,55$  мкм получаем: общая масса  $M_s$  составляет  $35,0$  Мт ( $75\%$   $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) и  $14,8$  Мт серы (S).

После аппроксимации параметров гамма-распределения логнормальным для значений  $a_m$  и  $\sigma$  получим:  $M_s$  составляет  $40,9$  Мт ( $75\%$   $\text{H}_2\text{SO}_4$ ) и  $16,8$  Мт серы (S).

Сравнение полученных оценок массы серы (S) с оценками, приведенными в работе Rasch et al. (2008), с учетом того что в указанной работе аэрозольный экран занимает лишь полосу  $10^\circ$  ю. ш. —  $10^\circ$  с. ш., т. е.  $17,4\%$  площади поверхности Земли, дает величину  $M_s = 13,8$  Мт S, близкую к нашей оценке  $16,8$  Мт S для мелких аэрозолей. Для крупных аэрозолей в работе Rasch et al. (2008) глобальный экран составляет  $22,3$  Мт S для  $\sigma = 1,25$  мкм. Крупные частицы при  $a_m = 0,376$  мкм в модели аэрозолей в настоящей работе составят экран массой  $14,5$  Мт S и с  $\sigma = 0,25$  мкм.

Для того же значения  $a_m = 0,0556$  мкм, но при  $\sigma = 2,03$  мкм из работы Rasch et al. (2008) получается  $M_s = 18,6$  Мт S. Такое увеличение аэрозольной массы связано с появлением при «плоском» распределении значительной доли крупных частиц, сильно увеличивающих общую массу аэрозолей, но уменьшающих ослабление солнечного излучения. По очень грубым оценкам, такое ослабление приходится главным образом на «гигантские» аэрозольные частицы радиусом  $r > 1$  мкм (Дейрменджан, 1971).

Объем годовых забросов аэрозоля  $Q$ , необходимых для создания и поддержания оцененных выше аэрозольных масс  $M$  в экране, определяется величиной среднего времени  $t$  пребывания аэрозоля в рассматриваемом слое глобальной атмосферы по оценочной формуле  $Q = M/t$ . Величину  $t$  можно оценить для отдельных широтных зон. Так, в работе Rasch et al. (2008) значение  $t$  для аэрозоля в зоне  $10^\circ$  с. ш. —  $10^\circ$  ю. ш. в слое 10—12 км оценено равным  $2,7 \pm 0,3$  года. В то же время (см. п. 1), радиоактивные аэрозоли, попавшие в атмосферу в средних и высоких широтах северного полушария в результате испытаний ядерного оружия, выводились из стратосферы быстрее, чем за год. Такое различие может быть обусловлено преимущественно восходящими потоками воздуха в экваториальной верхней тропосфере и нижней стратосфере и нисходящими потоками в указанных слоях в средних и высоких широтах северного полушария. Все это затрудняет оценку времени  $t$  для аэрозоля глобального экрана в слое 10—12 км, которая, вероятно, не сильно отличается от одного года. Для  $t = 1$  год величины  $Q$  и  $M$  совпадают.

## 6. Заключение

Из вышеизложенного можно заключить, что поддержание постоянной глобальной температуры приземного воздуха при радиационном воздействии, обусловленном ростом концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере и одновременной эмиссией сульфатного аэрозоля в стратосфере, не обеспечивает сохранение глобального и регионального климата, соответствующего контрольному состоянию. Температура в полярной области северного полушария оказывается более высокой, особенно зимой, хотя она примерно в три раза ниже по сравнению с температурой, соответствующей только уд-

воению концентрации  $\text{CO}_2$ . Влагооборот атмосферы несколько ослабекает, и в большинстве регионов земного шара климат будет несколько более сухим по сравнению с контрольным. Температура стратосферы существенно понизится, и это, по-видимому, скажется на распределении и концентрации озона, последствия чего еще потребуются оценить в отдельном исследовании. Несколько повысятся температура и влажность воздуха в окрестности слоя эмиссии аэрозоля и возрастет скорость зонального ветра в стратосфере. Возможны и другие изменения в природной среде, которые еще нужно установить и оценить.

Принимая во внимание несовершенство современных моделей климата, полученные в настоящем исследовании результаты следует рассматривать как предварительные. Несомненный интерес представляют аналогичные расчеты с помощью других независимых моделей климата.

*Настоящая работа выполнена в рамках инициативного проекта при поддержке РФФИ (гранты 08-05-00749, 07-05-08149, 05-05-65326).*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Будыко М. И. Метод воздействия на климат. — Метеорология и гидрология, 1974, № 2, с. 91—97.
- Дейрменджан Д. Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами / Пер. с англ. — М.: Мир, 1971. — 165 с.
- Израэль Ю. А., Борзенкова И. И., Северов Д. А. Роль стратосферных аэрозолей в сохранении современного климата. — Метеорология и гидрология, 2007, № 1, с. 5—14.
- Кароль И. Л. Радиоактивные изотопы и глобальный перенос в атмосфере. — Л.: Гидрометеоздат, 1972. — 376 с.
- Мелешко В. П., Катцов В. М., Спорышев П. В., Вавулин С. В., Говоркова В. А. Чувствительность климатической модели ГГО к изменению концентрации  $\text{CO}_2$  в атмосфере / Современные исследования Главной геофизической обсерватории. К 150-летию со дня основания. Т. 1. — СПб.: Гидрометеоздат, 1999, с. 3—32.
- Мирвис В. М., Мелешко В. П., Гаврилина В. Н., Матюгин В. А., Львова Т. Ю. Прогноз метеорологических величин на предстоящий месяц гидродинамико-статистическим методом ГГО. I. Категорические прогнозы — результаты 26-летних серий испытаний. — Метеорология и гидрология, 2006, № 1, с. 5—18.

Шнееров Б. Е., Мелешко В. П., Соколов А. П. и др. Глобальная модель общей циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана ГГО. — Труды ГГО, 1997, вып. 544, с. 3—123.

Шнееров Б. Е., Мелешко В. П., Матюгин В. А. и др. Современное состояние глобальной модели общей циркуляции атмосферы ГГО (версия MGO-2). Труды ГГО, 2001, вып. 550, с. 3—84.

Archer D., Khesgi H., Maier-Reimer E. Multiple timescales for neutralization of fossil fuel CO<sub>2</sub>. — *Geoph. Res. Lett.*, 1997, 24, p. 405—408.

Bengtsson L. Geo-engineering to confine climate change: is it at all feasible? — *Climate Change*, 2006, 77, p. 229—234.

Bodansky D. May we engineer the climate? — *Climate Change*, 1996, 33, p. 309—321.

Crutzen P. J. Albedo enhancement by stratospheric sulfur injection: a contribution to resolve a policy dilemma? — *Climate Change*, 2006, 77, p. 211—219.

Doney, S. C.: The dangers of ocean acidification. — *Scientific American*, 2006, 294 (3), p. 38—45.

Govindasamy B., Caldeira K. Geoengineering Earth's radiation balance to mitigate CO<sub>2</sub> — induced climatic change. — *Geoph. Res. Lett.*, 2000, 14, p. 2141—2144.

Govindasamy B., Thompson S., Duffy P. B., Caldiera K., Delire C. Impact of geoengineering schemes on the terrestrial biosphere. — *Geoph. Res. Lett.*, 2002, 29 (22), 2061, doi: 10.1029/2002GL015911.

Govindasamy B., Thompson S., Duffy P. B., Caldeira K., Delire C. Impact of geoengineering schemes on the terrestrial biosphere. *Geoph. Res. Lett.*, 2002, 29, No. 22, p. 18-1 — 18-4.

MacCracken M., Geoengineering: worthy of cautious evaluation? — *Climate Change*, 2006, 77, p. 235—243.

Rasch P. J., Crutzen P. J., Coleman D. B. Exploring the geoengineering of climate using stratospheric sulfate aerosols: the role of particle size. — *Geoph. Res. Lett.*, 2008, 35, L02809, doi: 10.1029/2007GL032179.

Schneider S. H. Geoengineering: could — or should — we do it? — *Climate Change*, 1996, 33, p. 291—302.

WCP-112. A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation. — WCP-112, WMO/TD-No.24, 1986. — 53 p.

УДК 551.588

## ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА СТРАН «БЛИЖНЕГО ЗАРУБЕЖЬЯ» РОССИИ В 21-м ВЕКЕ

*В. А. Говоркова, В. М. Катцов*

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

*Рассмотрены вероятные изменения климата стран «ближнего зарубежья» в России в 21-м веке, основанные на результатах расчетов глобального климата с помощью ансамбля объединенных моделей атмосферы и океана CMIP3. Приведены результаты анализа будущих изменений термического и гидрологического режима на территории европейского, кавказского и азиатского регионов СНГ в начале, середине и в конце 21-го века. Помимо оценок средних по ансамблю изменений климатических характеристик, приводятся также сведения о стандартных отклонениях и уровне статистической значимости соответствующих изменений климата.*

## CLIMATE CHANGES IN THE COUNTRIES OF RUSSIA'S "CLOSE NEIGHBOURHOOD" IN THE 21<sup>ST</sup> CENTURY

*V. A. Govorkova, V. M. Kattsov*

Voeikov Main Geophysical Observatory

*Probable changes of the climate of Russia's "close neighbourhood" in the 21st century are considered. The estimates are based on computations of global climate using an ensemble of CMIP3 coupled atmosphere and ocean general circulation models. Analysis results of future changes of thermal and hydrological regimes over the territories of European, Caucasian and Asian regions of CIS in early, mid- and late 21st century are presented. In addition to ensemble means of changes of climatic variables, estimates of standard deviations and statistical significance of the corresponding climate changes are given.*



## Введение

В последние годы Росгидромет уделяет все возрастающее внимание оценкам будущих изменений климата на территории России, воздействий этих изменений на различные отрасли экономики, экосистемы, население страны. Вслед за докладом «Стратегический прогноз изменений климата Российской Федерации на период до 2010—2015 гг. и их влияния на отрасли экономики России» (Росгидромет, 2005) был подготовлен объемный «Первый оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации» (Росгидромет, 2008). В этих докладах, как и в многочисленных научных работах (например, Мелешко и др. (2004, 2008а, 2008б)), приводится, в частности, физически обоснованная количественная картина ожидаемых в 21-м веке изменений климата на территории России, построенная на основе расчетов со сложными климатическими моделями.

Однако национальные интересы Российской Федерации, связанные с изменением климата, не ограничиваются ее территорией и носят глобальный характер (Катцов и др., 2007). Это обусловлено как глобальным характером антропогенного изменения климата, так и необходимостью учитывать во внутренней политике и в международных отношениях многообразие последствий изменения климата в различных регионах планеты. При построении национальной климатической политики Российской Федерации необходимо учитывать не только прямые, но и опосредованные, в том числе отдаленные, воздействия климатических изменений на природную среду, экономику, различные социальные группы и население. Например, к опосредованным воздействиям климатических изменений относится воздействие на миграционные процессы в результате глобального перераспределения природных ресурсов, прежде всего продовольственных и водных, и изменения относительной комфортности проживания человека в отдельных регионах Российской Федерации, а также за ее пределами.

С этой точки зрения особое значение приобретает оценка будущих изменений климата на территории сопредельных России стран, часть из которых входит в Содружество Независимых Государств (СНГ) и в отличие, например, от великого российского соседа

Китай традиционно относится к так называемому ближнему зарубежью. Межгосударственные отношения России с другими странами СНГ имеют ряд особенностей, поэтому и в аспекте климатической политики РФ уместно рассматривать эти страны особо.

В задачи настоящей работы входила оценка будущих изменений климата в трех регионах СНГ, которые условно обозначены как СНГ-Е (Европа: Белоруссия, Украина и Молдавия), СНГ-К (Кавказ: Армения, Грузия, Азербайджан) и СНГ-А (Азия: Казахстан, Киргизия, Таджикистан, Туркмения и Узбекистан). Ниже приводятся результаты расчетов будущих региональных изменений климата с помощью ансамбля глобальных моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) нового поколения (CMIP3<sup>1</sup>) (Meehl et al., 2007; Randall et al., 2007).

В настоящем исследовании под ансамблем МОЦАО понимается ансамбль, в котором каждая МОЦАО представлена единственным расчетом. Основные сведения об этих МОЦАО, включая анализ качества воспроизведения ими современного климата в северной Евразии, приводятся в работах Говорковой и др. (2008), Мелешко и др. (2008а). Будущие изменения климата рассматриваются для трех сценариев SRES<sup>2</sup>: A2, A1B и B1 (Nakićenović et al., 2000) и для трех периодов 21-го века: его начала (2011—2030 гг.), середины (2041—2060 гг.) и конца (2080—2099 гг.), по отношению к базовому климатическому периоду 1980—1999 гг.

Определенная трудность во время анализа модельных данных была связана с тем, что для отдельных климатических характеристик в архиве имелись данные не для всех моделей или сценариев. Поэтому в настоящем исследовании в разных случаях использовались различные подансамбли модельных расчетов, однако в каждом случае число рассматриваемых ниже МОЦАО всегда было достаточно велико (от 9 до 16), чтобы говорить о них как о классе.

Разумеется, с уменьшением размера рассматриваемых регионов, не говоря уже о территориях отдельных стран, достоверность оценок будущих изменений климата снижается. Приводи-

---

<sup>1</sup> Coupled Model Intercomparison Project — Проект сравнения объединенных моделей (общей циркуляции атмосферы и океана).

<sup>2</sup> Special report on emission scenarios — Специальный доклад МГЭИК о сценариях выбросов.

мые ниже оценки будущих изменений климата упомянутых регионов следует рассматривать как предварительные, подлежащие дальнейшему уточнению.

### **Изменения термического режима**

Все без исключения модели СМIP3 дают потепление климата в странах СНГ в 21-м веке для всех трех рассматриваемых сценариев (табл. 1). Уже в начале 21-го века потепление климата в большинстве регионов превышает стандартное отклонение, характеризующее межмодельный разброс оценок. Изменения температуры значительно превышают стандартные отклонения на всей рассматриваемой территории даже в холодное время года, когда собственная, не связанная с антропогенным воздействием, изменчивость температуры особенно велика. При этом существенные различия между рассматриваемыми группами стран СНГ и Россией отмечаются в сезонном ходе ожидаемых изменений температуры (табл. 2). В то время как на территории России, и в частности на ее европейской части (ЕЧР), наибольшее повышение приземной температуры ожидается зимой (причем оно усиливается к северу), а наименьшее — летом, в других частях СНГ по мере продвижения к югу летнее потепление сначала достигает, а затем и превосходит зимнее (рис. 1).

Так, для «промежуточного» сценария A1B к середине 21-го века среднее потепление в регионе СНГ-К достигает летом 2,8 °С (см. табл. 2), что почти в два раза больше зимнего потепления, равного 1,6 °С. К концу 21-го века летнее потепление на Кавказе составляет 4,5 °С, что превышает соответствующую оценку для СНГ-А почти на 0,4 °С, а для СНГ-Е на 0,7 °С.

В первые десятилетия 21-го века различия оценок потепления между сценариями остаются в пределах межмодельного разброса, однако начиная с середины 21-го века зависимость оценок потепления от сценария становится существенной (табл. 1, рис. 2). Обращает на себя внимание качественное согласие географического распределения будущего потепления (см. рис. 1) и разницы потепления между «жестким» сценарием A2 и «мягким» сценарием B1 (см. рис. 2). Как собственно потепление, так и разность между двумя сценариями зимой увеличиваются к северу, а летом — к югу.

Таблица 1

Изменения среднегодовой температуры приземного воздуха и соответствующие стандартные отклонения (°С) в начале (2011—2030 гг.), середине (2041—2060 гг.) и конце (2080—2099 гг.) 21-го века — сценарии В1 (14 моделей), А1В (15 моделей) и А2 (16 моделей)

Регион	Период											
	2011—2030 гг.			2041—2060 гг.			2080—2099 гг.					
	В1	А1В	А2	В1	А1В	А2	В1	А1В	А2			
Россия	1,2 <sub>±0,4</sub>	1,2 <sub>±0,6</sub>	1,1 <sub>±0,5</sub>	2,1 <sub>±0,7</sub>	2,9 <sub>±0,7</sub>	2,6 <sub>±0,7</sub>	3,0 <sub>±1,0</sub>	4,7 <sub>±1,2</sub>	5,5 <sub>±1,2</sub>			
ЕЧР	1,2 <sub>±0,4</sub>	1,2 <sub>±0,7</sub>	1,0 <sub>±0,5</sub>	2,1 <sub>±0,7</sub>	2,8 <sub>±0,8</sub>	2,5 <sub>±0,7</sub>	3,0 <sub>±1,1</sub>	4,4 <sub>±1,2</sub>	5,1 <sub>±1,2</sub>			
СНГ-Е	1,1 <sub>±0,4</sub>	1,0 <sub>±0,6</sub>	0,8 <sub>±0,4</sub>	1,9 <sub>±0,7</sub>	2,4 <sub>±0,7</sub>	2,1 <sub>±0,5</sub>	2,6 <sub>±0,9</sub>	3,7 <sub>±1,0</sub>	4,3 <sub>±0,9</sub>			
Белоруссия	1,1 <sub>±0,5</sub>	1,1 <sub>±0,7</sub>	0,9 <sub>±0,5</sub>	2,0 <sub>±0,8</sub>	2,4 <sub>±0,8</sub>	2,1 <sub>±0,6</sub>	2,6 <sub>±1,0</sub>	3,8 <sub>±1,1</sub>	4,4 <sub>±1,0</sub>			
Украина	1,1 <sub>±0,4</sub>	1,0 <sub>±0,6</sub>	0,8 <sub>±0,4</sub>	1,9 <sub>±0,7</sub>	2,4 <sub>±0,7</sub>	2,1 <sub>±0,5</sub>	2,6 <sub>±0,9</sub>	3,7 <sub>±1,0</sub>	4,3 <sub>±0,9</sub>			
Молдавия	1,1 <sub>±0,4</sub>	1,0 <sub>±0,6</sub>	0,8 <sub>±0,4</sub>	1,9 <sub>±0,7</sub>	2,4 <sub>±0,7</sub>	2,1 <sub>±0,5</sub>	2,5 <sub>±0,9</sub>	3,7 <sub>±1,0</sub>	4,2 <sub>±0,9</sub>			
СНГ-Ю	1,0 <sub>±0,4</sub>	0,9 <sub>±0,4</sub>	0,8 <sub>±0,3</sub>	1,6 <sub>±0,5</sub>	2,2 <sub>±0,6</sub>	2,0 <sub>±0,5</sub>	2,4 <sub>±0,7</sub>	3,5 <sub>±0,8</sub>	4,2 <sub>±0,9</sub>			
Грузия	1,0 <sub>±0,4</sub>	0,9 <sub>±0,4</sub>	0,8 <sub>±0,3</sub>	1,7 <sub>±0,5</sub>	2,2 <sub>±0,6</sub>	2,0 <sub>±0,5</sub>	2,4 <sub>±0,7</sub>	3,5 <sub>±0,8</sub>	4,2 <sub>±0,9</sub>			
Армения	1,1 <sub>±0,4</sub>	0,9 <sub>±0,4</sub>	0,9 <sub>±0,4</sub>	1,7 <sub>±0,5</sub>	2,4 <sub>±0,6</sub>	2,1 <sub>±0,5</sub>	2,5 <sub>±0,7</sub>	3,7 <sub>±0,9</sub>	4,4 <sub>±1,0</sub>			
Азербайджан	1,0 <sub>±0,4</sub>	0,8 <sub>±0,4</sub>	0,8 <sub>±0,3</sub>	1,5 <sub>±0,5</sub>	2,1 <sub>±0,5</sub>	1,9 <sub>±0,5</sub>	2,3 <sub>±0,7</sub>	3,4 <sub>±0,7</sub>	4,0 <sub>±0,9</sub>			
СНГ-А	1,2 <sub>±0,5</sub>	1,0 <sub>±0,5</sub>	1,0 <sub>±0,4</sub>	1,8 <sub>±0,5</sub>	2,5 <sub>±0,5</sub>	2,2 <sub>±0,5</sub>	2,6 <sub>±0,7</sub>	4,0 <sub>±0,9</sub>	4,7 <sub>±0,9</sub>			
Казахстан	1,2 <sub>±0,5</sub>	1,0 <sub>±0,5</sub>	1,0 <sub>±0,4</sub>	1,8 <sub>±0,5</sub>	2,6 <sub>±0,6</sub>	2,3 <sub>±0,6</sub>	2,7 <sub>±0,8</sub>	4,1 <sub>±1,0</sub>	4,8 <sub>±1,0</sub>			
Киргизия	1,2 <sub>±0,5</sub>	1,1 <sub>±0,4</sub>	1,2 <sub>±0,3</sub>	1,8 <sub>±0,6</sub>	2,6 <sub>±0,5</sub>	2,3 <sub>±0,4</sub>	2,7 <sub>±0,7</sub>	4,0 <sub>±0,8</sub>	4,7 <sub>±0,8</sub>			
Таджикистан	1,2 <sub>±0,5</sub>	1,2 <sub>±0,4</sub>	1,2 <sub>±0,4</sub>	1,9 <sub>±0,5</sub>	2,7 <sub>±0,5</sub>	2,4 <sub>±0,5</sub>	2,8 <sub>±0,7</sub>	4,2 <sub>±0,8</sub>	4,9 <sub>±0,9</sub>			
Туркменистан	1,0 <sub>±0,4</sub>	1,0 <sub>±0,4</sub>	1,0 <sub>±0,3</sub>	1,6 <sub>±0,4</sub>	2,2 <sub>±0,5</sub>	2,0 <sub>±0,4</sub>	2,4 <sub>±0,6</sub>	3,5 <sub>±0,7</sub>	4,2 <sub>±0,7</sub>			
Узбекистан	1,1 <sub>±0,4</sub>	1,0 <sub>±0,4</sub>	1,0 <sub>±0,4</sub>	1,7 <sub>±0,4</sub>	2,3 <sub>±0,5</sub>	2,1 <sub>±0,4</sub>	2,4 <sub>±0,6</sub>	3,7 <sub>±0,7</sub>	4,3 <sub>±0,8</sub>			

Примечание. В этой и последующих таблицах подстрочный индекс — стандартное отклонение для ансамбля моделей, характеризующее межмодельный разброс.

Изменения сезонной температуры приземного воздуха и соответствующие стандартные отклонения (°С) в начале (2011—2030 гг.), середине (2041—2060 гг.) и конце (2080—2099 гг.) 21-го века — сценарий А1В (15 моделей)

Регион	Период														
	2011—2030 гг.					2041—2060 гг.					2080—2099 гг.				
	Зима	Весна	Лето	Осень		Зима	Весна	Лето	Осень		Зима	Весна	Лето	Осень	
Россия	1,4 <sub>±0,8</sub>	1,0 <sub>±0,7</sub>	0,9 <sub>±0,5</sub>	1,3 <sub>±0,6</sub>		3,7 <sub>±0,9</sub>	2,6 <sub>±0,8</sub>	2,2 <sub>±0,8</sub>	3,3 <sub>±0,8</sub>		6,0 <sub>±1,5</sub>	4,2 <sub>±1,3</sub>	3,6 <sub>±1,3</sub>	5,0 <sub>±1,2</sub>	
ЕЧР	1,5 <sub>±1,0</sub>	1,3 <sub>±0,9</sub>	1,1 <sub>±0,6</sub>	1,0 <sub>±0,7</sub>		3,7 <sub>±1,0</sub>	2,7 <sub>±1,0</sub>	2,4 <sub>±0,9</sub>	2,6 <sub>±0,8</sub>		5,7 <sub>±1,6</sub>	4,2 <sub>±1,4</sub>	3,7 <sub>±1,3</sub>	4,0 <sub>±1,1</sub>	
СНГ-Е	1,1 <sub>±0,8</sub>	1,0 <sub>±0,9</sub>	1,1 <sub>±0,5</sub>	0,9 <sub>±0,5</sub>		2,7 <sub>±0,9</sub>	2,2 <sub>±0,9</sub>	2,4 <sub>±1,0</sub>	1,2 <sub>±0,6</sub>		4,2 <sub>±1,5</sub>	3,4 <sub>±1,0</sub>	3,8 <sub>±1,2</sub>	3,4 <sub>±1,0</sub>	
Белоруссия	1,3 <sub>±0,9</sub>	1,0 <sub>±0,9</sub>	1,0 <sub>±0,6</sub>	0,9 <sub>±0,5</sub>		3,1 <sub>±1,0</sub>	2,3 <sub>±0,9</sub>	2,2 <sub>±1,0</sub>	2,2 <sub>±0,7</sub>		4,7 <sub>±1,6</sub>	3,5 <sub>±1,1</sub>	3,4 <sub>±1,2</sub>	3,4 <sub>±1,1</sub>	
Украина	1,1 <sub>±0,9</sub>	0,9 <sub>±0,8</sub>	1,1 <sub>±0,5</sub>	0,9 <sub>±0,6</sub>		2,6 <sub>±0,9</sub>	2,2 <sub>±0,9</sub>	2,5 <sub>±1,0</sub>	2,1 <sub>±0,7</sub>		4,1 <sub>±1,4</sub>	3,3 <sub>±1,0</sub>	4,0 <sub>±1,2</sub>	3,4 <sub>±1,0</sub>	
Молдавия	1,1 <sub>±0,8</sub>	0,9 <sub>±0,8</sub>	1,1 <sub>±0,6</sub>	0,9 <sub>±0,5</sub>		2,5 <sub>±1,0</sub>	2,1 <sub>±0,8</sub>	2,7 <sub>±1,0</sub>	2,1 <sub>±0,6</sub>		3,8 <sub>±1,4</sub>	3,2 <sub>±0,9</sub>	4,2 <sub>±1,3</sub>	3,4 <sub>±1,0</sub>	
СНГ-К	0,5 <sub>±0,5</sub>	0,8 <sub>±0,5</sub>	1,2 <sub>±0,5</sub>	0,9 <sub>±0,4</sub>		1,6 <sub>±0,6</sub>	2,0 <sub>±0,7</sub>	2,8 <sub>±0,8</sub>	2,2 <sub>±0,6</sub>		2,7 <sub>±1,0</sub>	3,2 <sub>±0,9</sub>	4,5 <sub>±1,0</sub>	3,5 <sub>±0,7</sub>	
Грузия	0,5 <sub>±0,5</sub>	0,9 <sub>±0,5</sub>	1,2 <sub>±0,5</sub>	0,9 <sub>±0,4</sub>		1,6 <sub>±0,7</sub>	2,1 <sub>±0,7</sub>	2,9 <sub>±0,8</sub>	2,2 <sub>±0,6</sub>		2,8 <sub>±1,0</sub>	3,2 <sub>±1,0</sub>	4,6 <sub>±1,1</sub>	3,4 <sub>±0,8</sub>	
Армения	0,6 <sub>±0,5</sub>	0,9 <sub>±0,5</sub>	1,3 <sub>±0,5</sub>	1,0 <sub>±0,4</sub>		1,7 <sub>±0,7</sub>	2,2 <sub>±0,8</sub>	3,1 <sub>±0,9</sub>	2,4 <sub>±0,6</sub>		2,9 <sub>±1,1</sub>	3,5 <sub>±1,0</sub>	4,9 <sub>±1,1</sub>	3,7 <sub>±0,7</sub>	
Азербай- джан	0,5 <sub>±0,5</sub>	0,8 <sub>±0,5</sub>	1,1 <sub>±0,5</sub>	0,9 <sub>±0,3</sub>		1,6 <sub>±0,6</sub>	2,0 <sub>±0,7</sub>	2,7 <sub>±0,7</sub>	2,2 <sub>±0,5</sub>		2,6 <sub>±0,9</sub>	3,2 <sub>±0,8</sub>	4,2 <sub>±0,9</sub>	3,4 <sub>±0,7</sub>	
СНГ-А	0,8 <sub>±0,7</sub>	1,0 <sub>±0,6</sub>	1,2 <sub>±0,4</sub>	1,1 <sub>±0,5</sub>		2,4 <sub>±0,7</sub>	2,5 <sub>±0,8</sub>	2,7 <sub>±0,5</sub>	2,4 <sub>±0,5</sub>		4,0 <sub>±1,1</sub>	4,0 <sub>±1,2</sub>	4,1 <sub>±0,9</sub>	3,8 <sub>±0,8</sub>	
Казахстан	0,8 <sub>±0,9</sub>	1,1 <sub>±0,7</sub>	1,2 <sub>±0,5</sub>	1,0 <sub>±0,5</sub>		2,7 <sub>±0,7</sub>	2,6 <sub>±0,9</sub>	2,7 <sub>±0,6</sub>	2,5 <sub>±0,6</sub>		4,4 <sub>±1,2</sub>	4,1 <sub>±1,4</sub>	4,0 <sub>±0,9</sub>	3,8 <sub>±0,8</sub>	
Киргизия	1,0 <sub>±0,6</sub>	1,0 <sub>±0,6</sub>	1,2 <sub>±0,5</sub>	1,1 <sub>±0,5</sub>		2,5 <sub>±0,5</sub>	2,5 <sub>±0,7</sub>	2,8 <sub>±0,7</sub>	2,5 <sub>±0,5</sub>		4,1 <sub>±1,0</sub>	3,8 <sub>±1,1</sub>	4,2 <sub>±0,9</sub>	4,0 <sub>±0,7</sub>	
Таджики- стан	1,1 <sub>±0,5</sub>	1,1 <sub>±0,6</sub>	1,2 <sub>±0,5</sub>	1,2 <sub>±0,5</sub>		2,6 <sub>±0,6</sub>	2,6 <sub>±0,7</sub>	2,9 <sub>±0,7</sub>	2,6 <sub>±0,5</sub>		4,1 <sub>±1,1</sub>	4,0 <sub>±1,1</sub>	4,4 <sub>±0,9</sub>	4,3 <sub>±0,8</sub>	
Туркмени- стан	0,6 <sub>±0,5</sub>	0,9 <sub>±0,5</sub>	1,2 <sub>±0,4</sub>	1,1 <sub>±0,5</sub>		1,6 <sub>±0,6</sub>	2,2 <sub>±0,7</sub>	2,8 <sub>±0,6</sub>	2,3 <sub>±0,5</sub>		2,7 <sub>±0,9</sub>	3,5 <sub>±0,8</sub>	4,2 <sub>±0,9</sub>	3,7 <sub>±0,7</sub>	
Узбекистан	0,7 <sub>±0,6</sub>	0,9 <sub>±0,6</sub>	1,2 <sub>±0,5</sub>	1,1 <sub>±0,5</sub>		1,9 <sub>±0,6</sub>	2,3 <sub>±0,8</sub>	2,7 <sub>±0,6</sub>	2,3 <sub>±0,5</sub>		3,2 <sub>±1,0</sub>	3,6 <sub>±0,9</sub>	4,1 <sub>±0,9</sub>	3,7 <sub>±0,7</sub>	

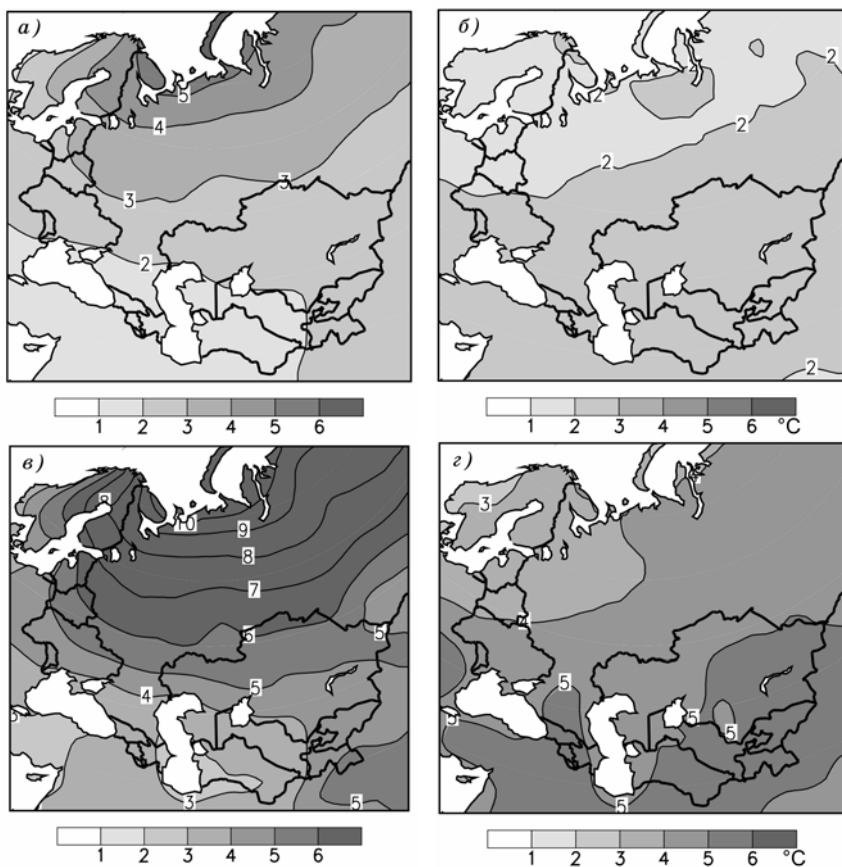


Рис. 1. Изменения температуры (°C) приземного воздуха зимой (а, в) и летом (б, з) в середине (2041—2060 гг.) (а, б) и конце (2080—2099 гг.) (в, з) 21-го века (сценарий А2, 16 моделей).

Будущие изменения экстремальности температурного режима рассчитывались по ансамблю из девяти МОЦАО, для которых ранее оценивалась успешность расчета индексов экстремальности современного климата (Говоркова и др., 2008).

К середине 21-го века повсеместно ожидается повышение наиболее низких в году суточных минимумов температуры приземного воздуха (годовых минимумов температуры). Исследова-

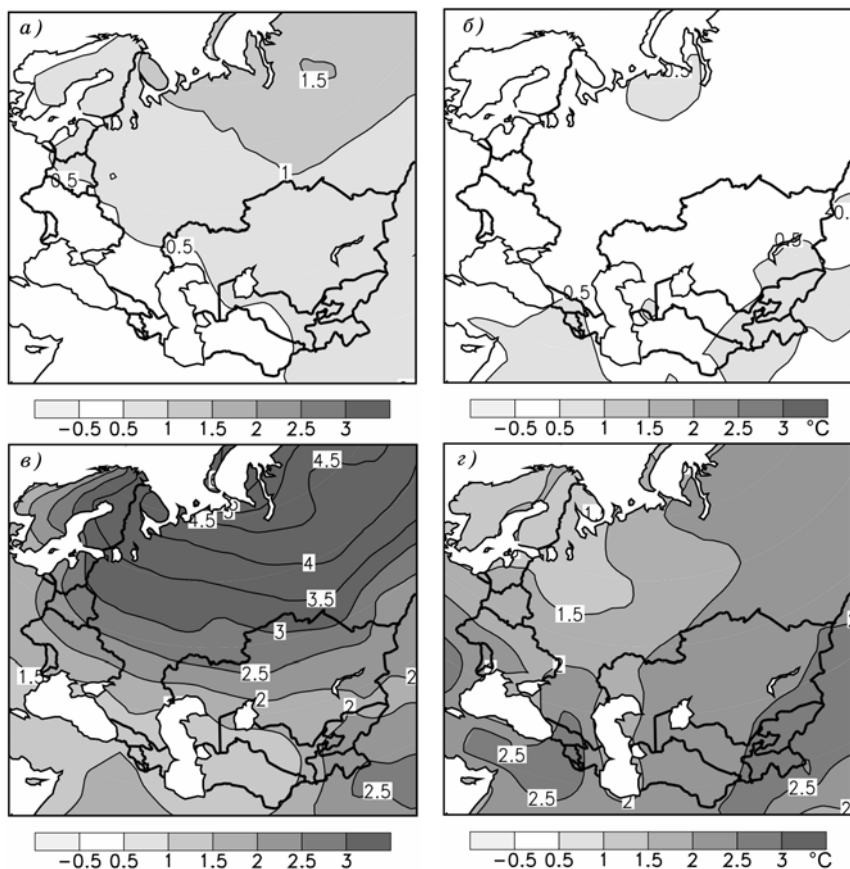


Рис. 2. Разность изменения температуры (°C) приземного воздуха между «жестким» A2 и «мягким» B1 сценариями зимой (а, в) и летом (б, г) в середине (2041—2060 гг.) (а, б) и конце (2080—2099 гг.) (в, г) 21-го века.

ния изменчивости средней и минимальной суточной температуры с помощью климатических моделей показали (Hegerl et al., 2004; Школьник и др., 2006; Kharin et al., 2007), что в умеренных и высоких широтах наибольший вклад в повышение температуры зимой вносит смещение вероятностных распределений в сторону больших значений нижних процентилей (близких к годовому минимуму). Оно заметно превосходит смещение средних значений и тем более

верхних процентилей. При этом следует ожидать увеличения асимметрии распределения температуры, а также уменьшения межквартильного размаха, изменчивости зимних распределений температуры и экстремальности термического режима зимой. Области наиболее значительных изменений удовлетворительно согласуются с районами, где прогнозируется существенное сокращение времени существования снежного покрова (Росгидромет, 2008).

В 21-м веке разность между самой низкой и самой высокой суточной температурой воздуха в году (годовая амплитуда экстремальной температуры) уменьшается почти на всей рассматриваемой территории, и особенно в СНГ-Е и в Казахстане (рис. 3). К середине 21-го века ожидается почти повсеместное сокращение числа морозных дней в году (т. е. дней с минимальной суточной температурой ниже  $0^{\circ}\text{C}$ ) на 20—30 суток, а на юго-востоке СНГ-А и северо-западе СНГ-Е — более чем на 30 суток (рис. 4). К концу 21-го века эти изменения в среднем удвоятся.

На фоне среднего потепления практически повсеместно увеличивается число дней с экстремально высокой суточной температурой воздуха, а также продолжительность непрерывных эпи-

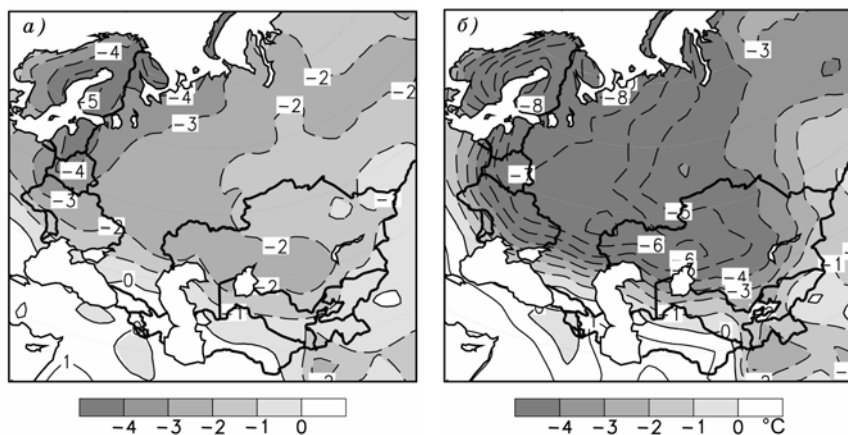


Рис. 3. Изменения годовой амплитуды экстремальной температуры ( $^{\circ}\text{C}$ ) приземного воздуха (разность между самой низкой и самой высокой суточной температурой в году) в середине (2045—2064 гг.) (а) и в конце (2080—2099 гг.) (б) 21-го века (сценарий А2, девять моделей).



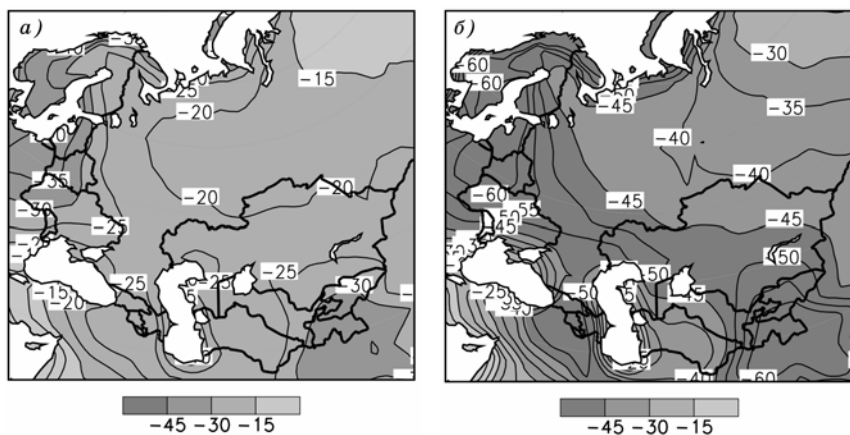


Рис. 4. Уменьшение числа морозных дней в году (дней с минимальной суточной температурой воздуха ниже 0 °С) в середине (2045—2064 гг.) (а) и в конце (2080—2099 гг.) (б) 21-го века (сценарий А2, девять моделей).

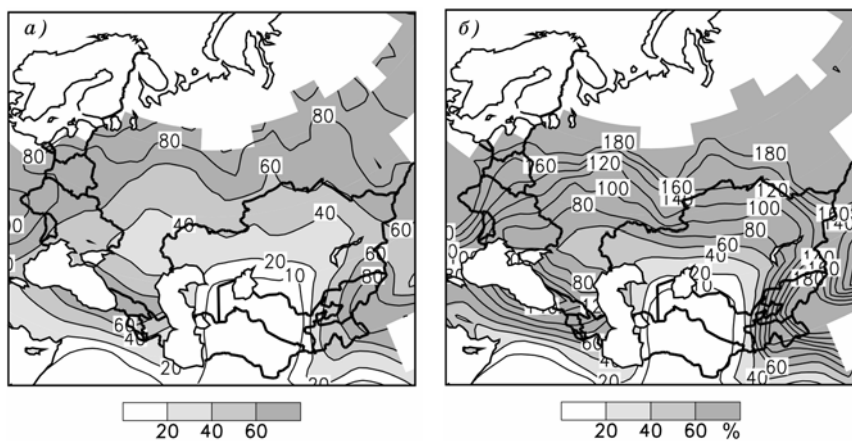


Рис. 5. Относительное изменение (%) максимальной продолжительности непрерывного периода летом с максимальной суточной температурой воздуха, превышающей 25 °С, в середине (2041—2060 гг.) (а) и в конце (2080—2099 гг.) (б) 21-го века (сценарий А2, девять моделей).

зодов с экстремально высокой (например, выше 90-й процентиля) температурой (тепловые волны) или с температурой, превышающей определенное значение. Так, увеличение максимальной про-

должительности периодов с максимальной суточной температурой, превышающей 25 °С (рис. 5), особенно значительно на севере либо в горных районах: в северной части СНГ-Е, в СНГ-К, а также на востоке и севере СНГ-А.

### **Изменения гидрологического режима**

По сравнению с оценками будущих изменений температуры воздуха соответствующие оценки для осадков существенно менее однозначны.

Среднегодовое количество осадков в течение 21-го века преимущественно возрастает в регионах СНГ-Е (прежде всего, в Белоруссии) и СНГ-А (прежде всего, в Казахстане и Киргизии) (табл. 3). В остальных странах изменения количества осадков существенно немонотонны, и зачастую увеличение в начале 21-го века сменяется уменьшением к его концу. При этом в отличие от территории России в целом и ЕЧР прогнозируемые изменения осадков в большинстве случаев оказываются меньше межмодельного разброса, и это говорит о том, что модели в указанных случаях не согласуются даже в знаке.

Во всех трех рассматриваемых регионах — СНГ-Е, СНГ-К и СНГ-А — в течение 21-го века происходит увеличение зимних осадков и уменьшение летних (табл. 4 и рис. 3).

Как и в случае с приземной температурой, отмечается качественное согласие сезонных географических распределений изменений осадков (рис. 6) и соответствующих разностей между «жестким» сценарием А2 и «мягким» сценарием В1 (рис. 7). Как собственно рост, так и разность между двумя сценариями зимой увеличиваются к северу, а летнее уменьшение осадков и отрицательная разность между А2 и В1 велики на юге и юго-западе.

Летом на юге СНГ-Е, в СНГ-К, а также на севере и востоке СНГ-А следует ожидать увеличения осадков большой (выше 90-й процентиля) интенсивности (рис. 8). Модельный разброс оценок изменения количества интенсивных осадков оказывается больше, чем осадков малой и умеренной интенсивности. Тем не менее на увеличение количества интенсивных осадков в областях убывания количества средних осадков указывает большинство МОЦАО.

Изменения годовых суммарных осадков и их стандартные отклонения (в процентах по отношению к современному климату) в начале (2011—2030 гг.), середине (2041—2060 гг.) и конце (2080—2099 гг.) 21-го века — сценарии В1 (14 моделей), А1В (15 моделей), А2 (16 моделей)

Регион	Период											
	2011—2030 гг.			2041—2060 гг.			2080—2099 гг.					
	В1	А1В	А2	В1	А1В	А2	В1	А1В	А2			
Россия	4,9 <sup>±2,9</sup>	3,9 <sup>±2,1</sup>	3,9 <sup>±1,4</sup>	7,5 <sup>±2,8</sup>	10,1 <sup>±2,9</sup>	8,2 <sup>±2,5</sup>	11,3 <sup>±3,1</sup>	15,7 <sup>±4,2</sup>	17,7 <sup>±3,7</sup>			
ЕЧР	4,9 <sup>±3,2</sup>	3,3 <sup>±3,0</sup>	3,5 <sup>±2,3</sup>	5,8 <sup>±2,7</sup>	8,0 <sup>±3,8</sup>	6,4 <sup>±2,9</sup>	9,1 <sup>±3,3</sup>	11,7 <sup>±4,6</sup>	12,4 <sup>±4,5</sup>			
СНГ-Е	2,7 <sup>±4,9</sup>	1,0 <sup>±4,2</sup>	1,5 <sup>±4,4</sup>	0,9 <sup>±4,4</sup>	1,7 <sup>±6,1</sup>	1,4 <sup>±4,1</sup>	4,1 <sup>±6,5</sup>	1,2 <sup>±8,4</sup>	-0,9 <sup>±7,9</sup>			
Белоруссия	5,2 <sup>±4,4</sup>	1,7 <sup>±4,9</sup>	1,6 <sup>±4,4</sup>	3,2 <sup>±4,1</sup>	5,3 <sup>±5,6</sup>	3,9 <sup>±4,6</sup>	7,8 <sup>±6,0</sup>	6,2 <sup>±7,9</sup>	5,3 <sup>±7,5</sup>			
Украина	1,8 <sup>±5,4</sup>	0,7 <sup>±4,5</sup>	1,5 <sup>±4,6</sup>	0,1 <sup>±4,6</sup>	0,4 <sup>±6,6</sup>	0,5 <sup>±4,4</sup>	3,1 <sup>±7,1</sup>	-0,4 <sup>±8,9</sup>	-3,0 <sup>±8,4</sup>			
Молдавия	-0,1 <sup>±6,4</sup>	0,4 <sup>±5,3</sup>	1,5 <sup>±5,2</sup>	-1,4 <sup>±5,8</sup>	-3,0 <sup>±8,1</sup>	-1,9 <sup>±5,6</sup>	0,6 <sup>±8,9</sup>	-5,2 <sup>±10,0</sup>	-8,1 <sup>±9,9</sup>			
СНГ-К	-0,1 <sup>±6,1</sup>	0,1 <sup>±4,3</sup>	1,4 <sup>±4,8</sup>	-0,8 <sup>±4,0</sup>	-3,4 <sup>±6,2</sup>	-3,1 <sup>±4,6</sup>	-1,5 <sup>±5,0</sup>	-6,0 <sup>±5,0</sup>	-8,9 <sup>±8,2</sup>			
Грузия	-0,1 <sup>±4,3</sup>	-0,2 <sup>±4,3</sup>	1,3 <sup>±4,7</sup>	-0,7 <sup>±4,1</sup>	-3,4 <sup>±6,3</sup>	-3,0 <sup>±4,8</sup>	-0,7 <sup>±5,1</sup>	-5,8 <sup>±5,6</sup>	-8,7 <sup>±9,1</sup>			
Армения	-0,6 <sup>±8,4</sup>	-1,3 <sup>±5,7</sup>	0,9 <sup>±6,4</sup>	-1,5 <sup>±5,0</sup>	-5,6 <sup>±9,5</sup>	-4,9 <sup>±6,5</sup>	-3,8 <sup>±6,6</sup>	-4,7 <sup>±5,8</sup>	7,9 <sup>±8,7</sup>			
Азербайджан	0,0 <sup>±8,9</sup>	1,1 <sup>±4,7</sup>	1,8 <sup>±5,9</sup>	-0,5 <sup>±5,3</sup>	-2,7 <sup>±6,8</sup>	-2,5 <sup>±4,8</sup>	1,9 <sup>±6,9</sup>	6,2 <sup>±7,5</sup>	3,7 <sup>±8,6</sup>			
СНГ-А	3,0 <sup>±3,6</sup>	3,7 <sup>±4,2</sup>	3,7 <sup>±4,1</sup>	4,9 <sup>±4,4</sup>	3,3 <sup>±5,4</sup>	3,9 <sup>±4,4</sup>	6,2 <sup>±5,9</sup>	9,4 <sup>±8,2</sup>	6,7 <sup>±8,8</sup>			
Казахстан	3,8 <sup>±4,7</sup>	4,2 <sup>±5,0</sup>	4,5 <sup>±4,3</sup>	5,8 <sup>±5,6</sup>	5,3 <sup>±5,4</sup>	5,5 <sup>±4,0</sup>	8,3 <sup>±6,5</sup>	2,7 <sup>±8,8</sup>	0,1 <sup>±8,3</sup>			
Киргизия	1,1 <sup>±5,1</sup>	2,4 <sup>±5,6</sup>	1,6 <sup>±5,7</sup>	3,9 <sup>±5,3</sup>	1,2 <sup>±7,0</sup>	0,9 <sup>±6,6</sup>	4,1 <sup>±7,2</sup>	2,7 <sup>±8,8</sup>	0,1 <sup>±8,3</sup>			
Таджикистан	0,7 <sup>±4,6</sup>	1,5 <sup>±4,8</sup>	0,4 <sup>±4,7</sup>	2,9 <sup>±5,8</sup>	-2,2 <sup>±7,0</sup>	-0,2 <sup>±4,8</sup>	0,5 <sup>±7,2</sup>	-1,7 <sup>±9,0</sup>	-3,7 <sup>±8,4</sup>			
Туркмения	0,9 <sup>±6,9</sup>	3,2 <sup>±7,2</sup>	3,6 <sup>±7,7</sup>	2,4 <sup>±8,2</sup>	-2,3 <sup>±11,8</sup>	-0,8 <sup>±9,8</sup>	-1,1 <sup>±8,8</sup>	-3,4 <sup>±11,4</sup>	-6,4 <sup>±14,7</sup>			
Узбекистан	1,9 <sup>±6,4</sup>	4,4 <sup>±8,0</sup>	3,8 <sup>±6,7</sup>	3,2 <sup>±6,1</sup>	-0,1 <sup>±10,3</sup>	1,1 <sup>±9,2</sup>	2,2 <sup>±9,4</sup>	0,7 <sup>±11,6</sup>	-2,1 <sup>±14,1</sup>			

Примечание. В этой и последующих таблицах жирным шрифтом выделены средние изменения осадков, преобладающие стандартные отклонения.

Изменения сезонных суммарных осадков и их стандартные отклонения (в процентах по отношению к современному климату) в начале (2011—2030 гг.), середине (2041—2060 гг.) и конце (2080—2099 гг.) 21-го века — сценарий А1В (15 моделей)

Регион	Период											
	2011—2030 гг.				2041—2060 гг.				2080—2099 гг.			
	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень	Зима	Весна	Лето	Осень
Россия	5,3	4,4	2,5	4,7	16,2	11,2	6,1	11,7	28,4	17,9	8,1	17,8
ЕУР	4,1	3,7	1,7	3,9	12,2	10,1	2,0	8,0	21,3	14,6	1,6	10,8
СНГ-Е	1,4	3,3	-1,7	1,5	6,5	4,3	-3,6	-0,0	9,7	9,2	-11,8	-1,6
Белоруссия	2,6	3,1	-0,4	2,0	10,2	7,9	0,4	4,0	16,1	14,5	-6,0	2,5
Украина	0,9	3,4	-2,1	1,3	5,3	3,2	-5,0	-1,6	7,6	7,7	-13,9	-3,1
Молдавия	2,0	3,4	-1,1	0,0	3,6	0,4	-7,2	-6,9	3,1	3,3	-16,6	-7,6
СНГ-К	3,5	-0,6	-6,2	4,5	5,3	-1,1	-19,5	-1,6	7,7	-4,8	-28,2	-2,3
Грузия	2,4	0,8	-6,4	3,0	4,5	0,8	-19,1	-2,9	6,5	-1,4	-27,1	-4,7
Армения	3,2	-2,7	-6,5	5,9	3,5	-3,8	-19,9	-2,6	5,6	-9,8	-29,7	-2,8
Азербайджан	5,8	-1,8	-5,6	7,5	7,2	-2,9	-20,9	0,2	11,3	-8,0	-30,4	1,0
СНГ-А	6,5	3,6	1,0	3,1	10,8	3,7	-3,8	-1,7	18,0	4,4	-5,7	2,4
Казахстан	5,8	5,5	2,1	3,1	11,9	8,2	-1,9	-0,8	20,0	11,6	-2,8	3,1
Киргизия	11,0	1,6	-2,3	3,0	17,2	2,4	-10,4	-3,3	26,4	4,0	-14,0	-0,1
Таджикистан	9,5	-0,6	-5,7	2,3	9,4	-4,1	-12,1	-3,5	16,2	-5,5	-19,9	-0,3
Туркмения	6,3	1,6	0,4	5,3	3,4	-5,6	-0,3	-1,5	8,6	-13,7	-21,2	5,0
Узбекистан	7,4	3,0	-0,5	6,3	7,4	-2,5	-8,3	-3,5	12,6	-6,7	-15,7	3,9

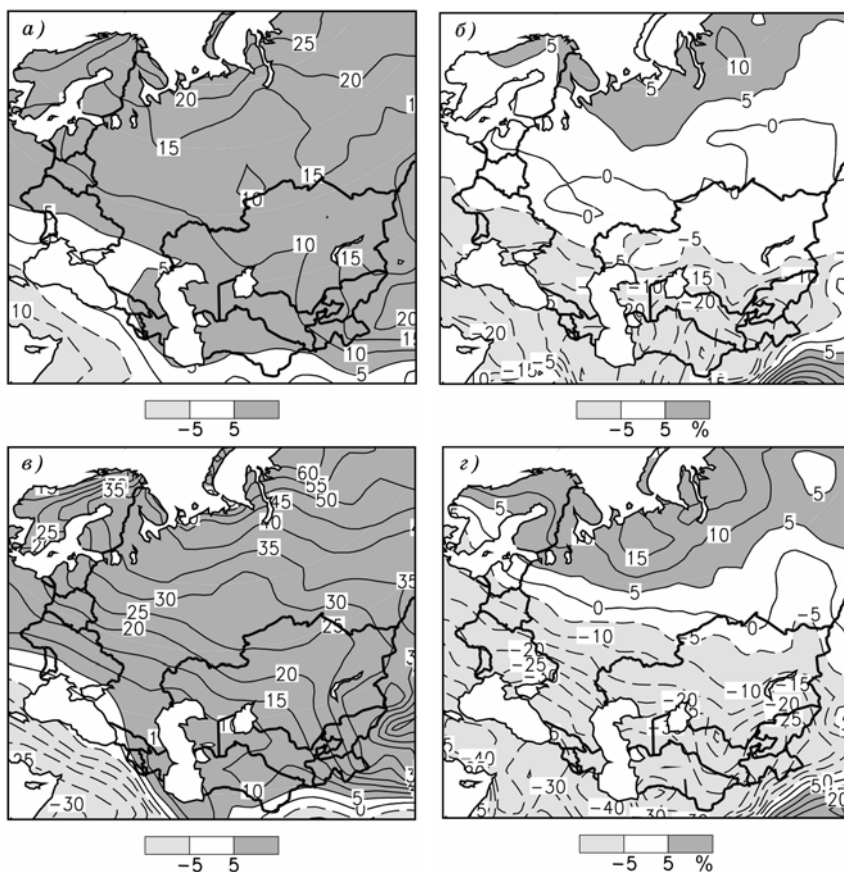


Рис. 6. Изменение (%) суммарных (жидких и твердых) осадков зимой (а, в) и летом (б, г) в середине (2041—2060 гг.) (а, б) и в конце (2080—2099 гг.) (в, г) 21-го века (сценарий А2, 16 моделей).

Что касается среднегодового стока, то в СНГ-Е, СНГ-К и на большей части СНГ-А отмечается тенденция к его уменьшению (рис. 9).

На юге региона СНГ-А обширная горная территория является основным источником водных ресурсов. Пространственное разрешение современных глобальных климатических моделей и про-

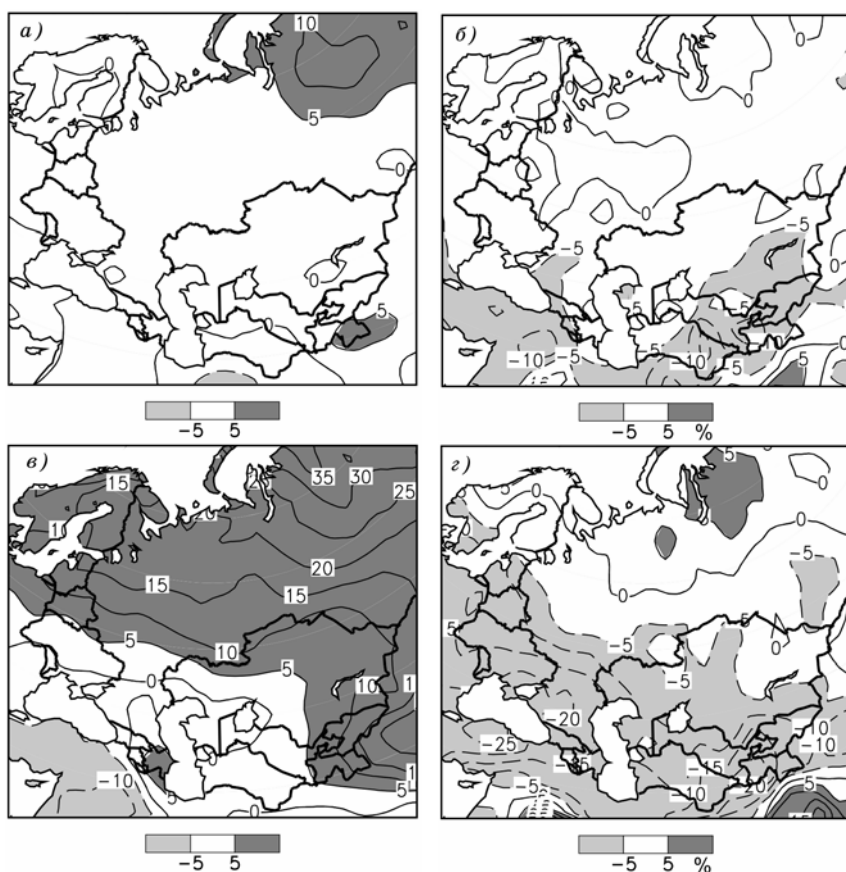


Рис. 7. Разность изменения (%) суммарных (жидких и твердых) осадков между «жестким» А2 и «мягким» В1 сценариями зимой (а, в) и летом (б, г) в середине (2041—2060 гг.) (а, б) и в конце (2080—2099 гг.) (в, г) 21-го века.

блемы модельных описаний физических процессов в регионах со сложной орографией не позволяют должным образом количественно оценить будущие изменения водных ресурсов в СНГ-А. Однако даже качественные оценки (знак) изменения составляющих гидрологического режима представляют значительный интерес. Ниже рассмотрены будущие изменения водного бюджета для го-

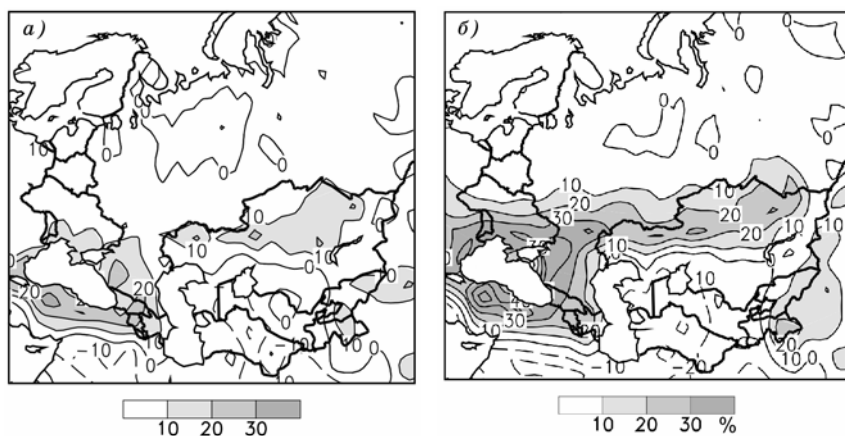


Рис. 8. Относительное изменение (%) интенсивности суточных осадков (превышающих 90-ю процентиль) летом в середине (2041—2060 гг.) (а) и в конце (2080—2099 гг.) (б) 21-го века (сценарий А2, девять моделей).

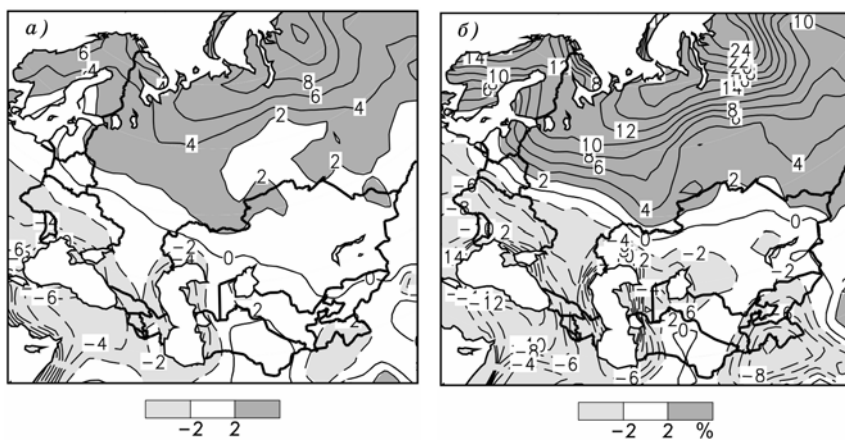


Рис. 9. Изменения (%) суммарного годового стока в середине (2041—2060 гг.) (а) и в конце (2080—2099 гг.) (б) 21-го века (сценарий А2, 16 моделей).

ристой местности, простирающейся с юго-запада ( $62^\circ$  в. д.) на северо-восток ( $87^\circ$  в. д.). Общая площадь региона составляет  $1,13$  млн  $\text{км}^2$  (119 ячеек одноградусной широтно-долготной сетки).

Хотя ни осадки, ни испарение в этом регионе не демонстрируют значимых изменений в течение 21-го века (табл. 5), к концу века уменьшение среднегодового стока выходит за пределы стандартного отклонения ансамблевого прогноза. Согласно модельным расчетам, в базовый период (1980—1999 гг.) осадки в виде снега составляют 50 % суммарных осадков. В течение 21-го века доля твердых осадков уменьшается, что позволяет ожидать уменьшения аккумуляции снега в течение холодного сезона и более раннего таяния при потеплении климата.

Сезонные изменения осадков наиболее ярко проявляются в зимнем увеличении и летнем уменьшении. Совместный эффект возрастания зимних осадков и интенсификации таяния снежного покрова проявляется в увеличении стока зимой (табл. 6). В то же время в оставшуюся часть года сток демонстрирует тенденцию к уменьшению.

Во многом сходная картина получена и для водосборов крупных рек СНГ-Е (табл. 7 и 8).

Таблица 5

**Средние за год изменения приземной температуры, суммарных осадков, твердых осадков, испарения, стока и их стандартные отклонения (в процентах по отношению к современному климату) над горной частью СНГ-А в начале (2011—2030 гг.), середине (2041—2060 гг.) и конце (2080—2099 гг.) 21-го века — сценарий А2 (16 моделей)**

Период	TAS	PR	PRSN	E	P-E
2011—2030	1,1 <sub>±0,4</sub>	1 <sub>±5</sub>	-3 <sub>±2</sub>	1 <sub>±3</sub>	-1 <sub>±11</sub>
2041—2060	2,3 <sub>±0,4</sub>	0 <sub>±6</sub>	-6 <sub>±3</sub>	2 <sub>±4</sub>	-4 <sub>±13</sub>
2080—2099	4,8 <sub>±0,8</sub>	-2 <sub>±9</sub>	-14 <sub>±6</sub>	3 <sub>±6</sub>	-17 <sub>±16</sub>

Таблица 6

**Изменения сезонных значений стока и его стандартные отклонения (в процентах по отношению к современному климату) над горной частью СНГ-А в начале (2011—2030 гг.), середине (2041—2060 гг.) и конце (2080—2099 гг.) 21-го века — сценарий А2 (10 моделей)**

Период	Зима	Весна	Лето	Осень
2011—2030	2 <sub>±1</sub>	-4 <sub>±5</sub>	-3 <sub>±2</sub>	-0 <sub>±1</sub>
2041—2060	3 <sub>±2</sub>	-10 <sub>±7</sub>	-5 <sub>±3</sub>	-2 <sub>±1</sub>
2080—2099	2 <sub>±7</sub>	-3 <sub>±15</sub>	-7 <sub>±5</sub>	-3 <sub>±2</sub>



Таблица 7

**Средние за год изменения приземной температуры, суммарных осадков, твердых осадков, испарения, стока и их стандартные отклонения (в процентах по отношению к современному климату) на водосборе рек СНГ-Е (Днестр, Днепр, Южный Буг) в начале (2011—2030 гг.), середине (2041—2060 гг.) и конце (2080—2099 гг.) 21-го века — сценарий А2 (16 моделей)**

Период	TAS	PR	PRSN	E	P-E
2011—2030	<b>0,8</b> <sub>±0,5</sub>	1,5 <sub>±4,6</sub>	-1,9 <sub>±2,1</sub>	2,2 <sub>±2,9</sub>	-4,8 <sub>±13,2</sub>
2041—2060	<b>2,1</b> <sub>±0,5</sub>	1,4 <sub>±4,1</sub>	-5,0 <sub>±2,5</sub>	3,0 <sub>±3,5</sub>	-10,1 <sub>±18,9</sub>
2080—2099	<b>4,4</b> <sub>±1,0</sub>	-1,0 <sub>±7,9</sub>	-10,4 <sub>±3,5</sub>	3,2 <sub>±7,5</sub>	-22,2 <sub>±29,4</sub>

Таблица 8

**Изменения сезонных значений стока и его стандартные отклонения (в процентах по отношению к современному климату) на водосборе рек СНГ-Е (Днестр, Днепр, Южный Буг) в начале (2011—2030 гг.), середине (2041—2060 гг.) и конце (2080—2099 гг.) 21-го века — сценарий А2 (10 моделей)**

Период	Зима	Весна	Лето	Осень
2011—2030	0,8 <sub>±6,3</sub>	-3,2 <sub>±5,8</sub>	-0,6 <sub>±2,5</sub>	-0,1 <sub>±1,6</sub>
2041—2060	3,4 <sub>±7,0</sub>	-8,2 <sub>±6,9</sub>	-1,1 <sub>±2,8</sub>	-0,3 <sub>±2,0</sub>
2080—2099	1,2 <sub>±10,0</sub>	-13,1 <sub>±12,5</sub>	-1,6 <sub>±4,2</sub>	-2,3 <sub>±1,9</sub>

## Выводы

Расчеты с помощью ансамбля МОЦАО позволили получить физически обоснованную количественную картину изменений климата стран российского «ближнего зарубежья» в 21-м веке. Эти изменения зачастую продолжают тенденции, наблюдавшиеся в последнюю четверть 20-го века, но по масштабам и интенсивности превосходят их. Все без исключения модели дают потепление климата на территории стран СНГ в 21-м веке для всех трех рассматриваемых сценариев, причем по мере продвижения к югу летнее потепление постепенно достигает, а затем и превосходит зимнее.

На фоне среднего потепления практически повсеместно увеличиваются число дней с экстремально высокой суточной температурой, а также повторяемость тепловых волн. Во всех трех рас-

смаатриваемых регионах в течение 21-го века ожидается увеличение зимних осадков и уменьшение летних. Летом на юге СНГ-Е, в СНГ-К, а также на севере и востоке СНГ-А происходит увеличение количества осадков большой интенсивности. Ожидается тенденция к уменьшению среднегодового стока на территории СНГ-Е, СНГ-К и на большей части СНГ-А.

Повышение летней температуры в большинстве рассматриваемых регионов приведет к снижению комфортности проживания, а при одновременном сокращении осадков поставит под угрозу их продовольственную безопасность. Увеличение интенсивности экстремальных летних осадков, в том числе в регионах с уменьшающимися средними осадками, чревато значительным экономическим ущербом, как это уже имело место на Украине и в Молдавии, например, летом 2008 г. При этом в отличие от большей части территории России, где уже существует достаточное или избыточное увлажнение и ожидается увеличение водных ресурсов, в большинстве стран российского «ближнего зарубежья», где водообеспеченность в настоящее время уже недостаточна, ожидается ее дальнейшее уменьшение, что создает неблагоприятные условия для устойчивого развития этих стран, приводя тем самым к международной напряженности. При этом для населения этих стран возрастет привлекательность России как места проживания.

Вместе с тем вопрос достоверности полученных оценок будущих региональных изменений климата остается весьма актуальным. Во многих случаях разброс модельных результатов существенно превышает средние по ансамблю изменения. Это придает особую остроту потребности в разработке подходов объективной дискриминации моделей и соответствующего взвешивания их вкладов в ансамблевые расчеты. Однако, несмотря на неопределенности, связанные с различиями сценариев будущего антропогенного воздействия на климат, с собственной изменчивостью климатической системы, а также с ее изменчивостью в результате естественных внешних воздействий и, наконец, с несовершенством климатических моделей, достоверность полученных оценок (по крайней мере, для изменений средних характеристик) достаточно высока (хотя и не одинакова для разных регионов и

разных климатических характеристик), чтобы сделать хотя бы качественные выводы о региональных последствиях изменений климата.

Оценки будущих изменений климата на территории России и сопредельных ей стран будут уточняться по мере развития климатических моделей, в том числе за счет совершенствования существующих методов и включения новых компонентов. Надежды на уточнение оценок будущих изменений экстремальности климата, которые представляют наибольший практический интерес, следует не в последнюю очередь связывать с прогрессом вычислительных технологий, обеспечивающим возможность проведения массовых ансамблевых расчетов с глобальными и региональными климатическими моделями высокого разрешения. Это позволит более достоверно оценивать изменения вероятностных функций распределения климатических характеристик, и в частности повторяемости и интенсивности опасных явлений.

### **Благодарности**

Настоящая работа выполнена в рамках НИР 1.3.2 и 1.3.4 Росгидромета (2008—2010 гг.), Программы Союзного государства «Совершенствование системы обеспечения населения и отраслей экономики Российской Федерации и Республики Беларусь информацией о сложившихся и прогнозируемых погодноклиматических условиях, состоянии и загрязнении природной среды на 2007—2011 гг.», а также при поддержке РФФИ (гранты №№07-05-13594-офи\_ц; 08-05-00569-а).

Авторы признательны международному сообществу разработчиков климатических моделей за предоставление данных для анализа, участникам Программы диагноза и сравнения климатических моделей (PCMDI) за сбор и хранение модельных данных CMIP3, Рабочей группе по объединенным моделям (WGCM) Всемирной программы исследований климата (WCRP) за организацию деятельности по анализу модельных расчетов. Архив данных WCRP CMIP3 поддерживается управлением науки министерства энергетики США.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Говоркова В. А., Катцов В. М., Мелешко В. П., Павлова Т. В., Школьник И. М., 2008. Климат России в XXI веке. Ч. 2. Оценка пригодности моделей СМIP3 для расчетов будущих изменений климата России. — *Метеорология и гидрология*, № 8, 5—19.

Катцов В. М., Мелешко В. П., Чичерин С. С., 2007. Изменение климата и национальная безопасность Российской Федерации. — *Право и безопасность*, № 1—2, 29—37.

Мелешко В. П., Голицын Г. С., Говоркова В. А., Демченко П. Ф., Елисеев А. В., Катцов В. М., Малевский-Малевич С. П., Мохов И. И., Надежина Е. Д., Семенов В. А., Спорышев П. В., Чон В. Х., 2004. Возможные антропогенные изменения климата России в XXI веке: оценки по ансамблю климатических моделей. — *Метеорология и гидрология*, № 4, 38—49.

Мелешко В. П., Катцов В. М., Мирвис В. М., Говоркова В. А., Павлова Т. В., 2008. Климат России в XXI веке. Часть 1. Новые свидетельства антропогенного воздействия на климат и новые возможности оценки его изменений на территории России. — *Метеорология и гидрология*, № 6, 5—19.

Мелешко В. П., Катцов В. М., Говоркова В. А., Спорышев П. В., Школьник И. М., Шнееров Б. Е., 2008. Климат России в XXI веке. Ч. 3. Будущие изменения климата, рассчитанные с помощью ансамбля моделей общей циркуляции атмосферы и океана СМIP3. — *Метеорология и гидрология* (в печати).

Росгидромет, 2005. Стратегический прогноз изменений климата Российской Федерации на период до 2010—2015 гг. и их влияния на отрасли экономики России. — М.: Изд. Росгидромета. — 28 с.

Росгидромет, 2008. Первый оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации (в печати)

Школьник И. М., Мелешко В. П., Катцов В. М., 2006. Возможные изменения климата на европейской части России к концу 21-го века: расчет с региональной моделью ГГО. — *Метеорология и гидрология*, № 3, 5—16.

Hegerl, G., Zwiers F. W., Stott P. A., Kharin V. V., 2004. Detectability of anthropogenic changes in annual temperature and precipitation extremes. — *J. Climate*, p. 17, 3683—3700.

Kharin V. V., Zwiers F. W., Zhang X., Hegerl G., 2007. Changes in temperature and precipitation extremes in the IPCC ensemble of global coupled model simulations. — *J. Climate*. DOI: 10.1175/JCL14066.1.

Meehl G. A. et al., 2007. The WCRP CMIP3 Multimodel dataset: a new era in climate change research. — *BAMS*, 88, p. 1383—1394, DOI: 10.1175/BAMS-88-9-1383.

Nakićenović N. et al., 2000. IPCC Special Report on Emission Scenarios. — Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Randall D. A. et al., 2007. Climate models and their evaluation. — *In: Climate Change 2007: The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. — Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

УДК 551.509.68

**МЕЖГОДОВЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ  
ХАРАКТЕРИСТИК В ЛЕСНОМ МАССИВЕ  
(МОДЕЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ)**

*А. А. Семиошина, Е. Д. Надёжина*

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

*На основе решения оптимизационной задачи за период с 1970 по 1990 г. рассчитаны изменения температуры в летние месяцы в лесном массиве в районе Валдая. Методология разработана с привлечением данных стандартных наблюдений и моделирования структуры атмосферного пограничного слоя в условиях, характеризующих метеорологическую площадку и лесной массив соответственно изменению внешних параметров. Результаты расчета сопоставлены с данными специализированных наблюдений в лесном массиве.*

**INTER-ANNUAL CHANGES OF THE CLIMATIC  
CHARACTERISTICS INSIDE THE FOREST  
(MODEL RESULTS)**

*A. A. Semioshina, E. D. Nadyozhina*

Voeikov Main Geophysical Observatory

*On the basis of optimization problem solution the inter-annual changes of the air temperature from 1970 through 1990 inside the forest of Valdai region are calculated and analyzed. The methodology was developed using the data of standard observations and the simulation of the boundary layer over the open site and inside and over the forest according to the change of input parameters. The comparison of the model results and special observations inside the forest was performed.*

## Введение

Одной из проблем, возникающих при интерпретации данных региональных и глобальных моделей климата, является проблема неопределенности расчетных характеристик вблизи подстилающей поверхности, с которой связана проблема валидации модельных данных на основе результатов стандартных наблюдений на метеорологических станциях. При редкой сети станций, что характерно для многих регионов России, эта проблема заслуживает особого внимания. Даже использование моделей высокого пространственного разрешения, в том числе и телескопических региональных моделей, не позволяет избавиться от неопределенности в расчетных приповерхностных характеристиках как температурного поля, так и поля ветра в заданных конкретных пунктах, привязанных к определенным характеристикам рельефа и ландшафта. Между тем, регулярно измеряются с достаточной (или, по крайней мере, известной) точностью именно метеорологические параметры вблизи поверхности. Таким образом, любая модель бывает ориентирована, прежде всего, на воспроизведение данных стандартных наблюдений.

В целом ряде работ для приведения модельных сеточных данных к характеристикам, измеряемым на метеостанциях, используется тот или иной статистический аппарат (Torill, 2007, Snyder et al., 2007). В большинстве случаев статистический подход требует значительных вычислительных затрат. Для целей даунскейлинга могут быть использованы и модели атмосферного пограничного слоя (АПС). В ряде работ (Егоров и др., 2003; Михайлов и др., 2008; Молькентин и др., 2003) излагаются результаты использования модели АПС для уточнения локальных особенностей климата.

В работе Егорова и др. (2003) анализируются возможности оценки температурного поля в лесном массиве с использованием результатов наблюдений в регионе Валдая. В этой работе были использованы осредненные за десять лет данные параллельных наблюдений на метеостанции Валдай и на метеорологической площадке под кронами деревьев. В настоящее время ряд данных

наблюдений дополнен и позволяет анализировать межгодовую изменчивость метеорологических характеристик. Это обстоятельство является очень важным, в частности, при анализе пожароопасной обстановки в лесной зоне, по определению возникающей на фоне экстремальных климатических явлений. Данные климатического мониторинга, равно как данные моделирования климата и, особенно, результаты, основанные на использовании региональных климатических моделей, демонстрируют усиление экстремальности климата в конце XX и в XXI веке (Школьник и др., 2008; Räisänen, 2004). Потребность в уточнении воздействий климатических изменений на пожароопасную обстановку обуславливает необходимость развития методов оценки локального климата в конкретном регионе.

Целью настоящей работы является разработка методических основ минимизации невязок между значениями температуры и скорости ветра, измеренными на метеорологической площадке, и расчетными значениями этих характеристик, полученных на основе двумерной модели атмосферного пограничного слоя (АПС). Использование двумерной модели АПС дает возможность учесть реально существующее различие между характеристиками, измеряемыми на метеорологической площадке, и характеристиками мезомасштабного потока воздуха, сформировавшегося над поверхностью сложной структуры, на фоне которой метеорологическая площадка является неоднородностью малого масштаба.

При анализе данных региональных климатических моделей можно интерпретировать значения метеорологических характеристик, полученные в узлах регулярной сетки на сглаженном рельефе и осредненном ландшафте, как значения характеристик мезомасштабного потока, набегающего на метеорологическую площадку. В этом случае методология минимизации невязок расчетных и измеренных характеристик может быть использована при анализе модельной изменчивости локального климата. Особое значение эти разработки приобретают для оценки особенностей термического состояния пограничного слоя под кронами деревьев внутри лесного массива.

## 1. Оптимизация параметров пограничного слоя атмосферы на основе данных наблюдений на метеорологической станции Валдай

Модель пограничного слоя, использованная в настоящем исследовании, описана в работах Надёжиной, Стернзата (1999), Молькентина и др. (2003). Эта модель является многоуровневой мезомасштабной моделью, соответствующей полуторному уровню замыкания по турбулентности. В систему уравнений включено уравнение переноса взвешенной примеси, для того чтобы можно было анализировать отклик структуры АПС на распространение дымового облака от лесного пожара. Отыскание решения уравнений пограничного слоя предусматривает использование следующих входных параметров: скорости геострофического ветра ( $G$ ), температуры ( $T_H$ ) и удельной влажности ( $q_H$ ) на верхней границе ( $H$ ) области интегрирования, шероховатости поверхности ( $z_0$ ), радиационного баланса ( $Rad$ ) и влажности на нижнем расчетном уровне.

Особенностью постановки задачи является привлечение в качестве граничного условия для температуры уравнения теплового баланса поверхности стандартной метеорологической площадки и площадки, расположенной под кронами деревьев в лесном массиве. Для мезомасштабного потока целесообразно использовать в качестве граничного условия для температуры заданное значение этой характеристики на уровне мезомасштабной шероховатости. Мезомасштабный поток соответствует стационарованному при постоянных условиях решению. В результате решения нелинейной системы уравнений получаются вертикальные распределения скорости ветра, температуры, влажности, энергии турбулентности и коэффициента турбулентности в двумерной расчетной области, границы которой определены условиями задачи.

Схема алгоритмов решения оптимизационных задач на основе уравнений АПС в общем виде сформулирована в многочисленных работах Пененко и применена для решения конкретных задач переноса примеси и экологической безопасности (Пененко и др., 1989; Пененко, Цветова, 2002). В настоящей работе обратная задача моделирования структуры АПС на основе доступной информации решается с привлечением данных о среднемесячных зна-



чениях метеорологических характеристик на метеорологической площадке «Валдай» за период 1970—1990 гг.

Специфика использования решения для оптимизации входных параметров на основе данных стандартных наблюдений состоит в следующем.

1. Исходим из того, что на метеорологической площадке с достаточной точностью измеряются: радиационный баланс ( $\text{Rad}_{\text{пл}}$ ), скорость ветра на уровне 10 м ( $U_{10}$ ), температура поверхности ( $T_{0\text{пл}}$ ), температура и влажность на уровне 2 м ( $T_{2\text{пл}}$ ,  $q_{2\text{пл}}$ ). Предположим, что поток тепла в почву составляет для каждого месяца постоянную заданную долю величины  $\text{Rad}_{\text{пл}}$ .

2. Задав значения радиационного баланса и относительной влажности приповерхностного слоя (от уровня шероховатости до высоты 2 м) на площадке, температуру и влажность на уровне сглаженной шероховатости мезомасштабного набегающего потока и соответствующие граничные условия на верхнем расчетном уровне, получаем возможность с помощью модели АПС оценить остальные характеристики, измеряемые на площадке. При этом имеем в виду, что, с одной стороны, значения уровня мезомасштабной шероховатости ( $z_{0m}$ ) и значения температуры ( $T_{0m}$ ) и влажности ( $r_{0m}$ ) на этом уровне являются характеристиками, оптимизация которых позволяет манипулировать расчетными характеристиками внутреннего пограничного слоя, образующегося над метеорологической площадкой. С другой стороны, физическая интерпретация этих характеристик является весьма неопределенной, и их привязка к мезомасштабной структуре поверхности основана либо на интуиции, либо на весьма немногочисленных обобщениях результатов наблюдений.

Измеряемые на площадке значения радиационного баланса и влажности целесообразно использовать в качестве заданных характеристик для упрощения задачи. Оценки показывают, что использование одномерной модели АПС с привлечением в качестве граничного условия на поверхности уравнения теплового баланса не позволяет минимизировать невязки между расчетными и экспериментальными значениями температуры на площадке с удовлетворительной точностью. Только учет деформации внутреннего пограничного слоя над площадкой приводит к требуемому результату.

3. Решение обратной задачи о структуре АПС над неоднородностью заданных размеров может быть получено как результат минимизации невязки между расчетными и измеренными на площадке характеристиками. Обычно расхождение между модельным решением и наблюдаемыми значениями характеризуется функционалом стоимости.

Таким образом, прежде всего ставится задача об определении характеристик мезомасштабного потока из условия минимума функционала, определенного на множестве функций  $P_i(t)$ :

$$J(\mathbf{C}) \approx \int_t^{t_e} (P_i(t) - F_i(t, \mathbf{C}))^2 dt. \quad (1)$$

Здесь  $\mathbf{C}$  — вектор, составляющие которого являются внешними параметрами, определяющими решение системы уравнений;  $P_i(t)$  — множество функций, элементами которого являются характеристики, измеряемые на метеорологической площадке;  $F_i(t, \mathbf{C})$  — множество функций, элементами которого являются модельные значения тех же характеристик, вычисленных с использованием параметров  $\mathbf{C}$  на временном интервале  $(t_s, t_e)$ ;

$$P_i(t) = \{U_{10}(t), T_{0\text{пл}}(t), T_{2\text{пл}}(t)\}, \quad (2)$$

$$F_i(t, \mathbf{C}) = \{U_{10}^i(t, \mathbf{C}), T_{\text{пл}}^i(t, \mathbf{C}), T_{2\text{пл}}^i(t, \mathbf{C})\}, \quad (3)$$

$$\mathbf{C} = \{G, T_{0m}, r_{0m}, T_H, q_H, z_{0m}, H, z_{0\text{пл}}, \text{Rad}_{\text{пл}}, r_{0\text{пл}}\}. \quad (4)$$

Для простоты ограничим число оптимизируемых параметров значениями  $G, T_{0m}, r_{0m}, T_H, q_H$ . Остальные параметры считаем известными ( $r_{0m}$  и  $r_{0\text{пл}}$  — относительная влажность на уровне мезомасштабной шероховатости и на площадке). Включение относительной влажности в число оптимизируемых параметров определяется только соображениями удобства использования в численной схеме. Значения мезомасштабной шероховатости и шероховатости на площадке с достаточной точностью определяются особенностями ландшафта и стандартами наблюдений. Отметим, что результат решения изменяется в зависимости от ве-

личины  $H$  так, что, фиксируя меньшие значения  $H$ , можно обеспечить более быструю сходимость итерационного процесса по остальным параметрам.

Исключив известные параметры, приходим к необходимости рассмотрения четырехмерного вектора входных параметров  $C_*$ :

$$C_* = \{G, T_{0m}, r_{0m}, \theta_H\}, \quad (5)$$

где  $\theta_H = T_H + \beta q_H$ ,  $\beta = L/c_p$ .

Решением обратной задачи будет вектор  $C_*$ , соответствующий минимуму функционала

$$J(C) = \frac{1}{m(t_s - t_e)} \sum_{i=1}^m \int_t^{t_e} (P_i(t) - F_c(t, C))^2 dt, \quad (6)$$

где  $m$  — число метеорологических характеристик, являющихся элементами функции  $P_i(t)$ .

Отыскание решения можно упростить за счет использования данных аэрологического зондирования, позволяющих при выборе начального приближения определить возможные пределы изменения  $\theta_H$  и  $G$ .

В табл. 1 представлены осредненные за весь выбранный период значения параметров  $T_H$ ,  $q_H$  и  $G$ , определенные на высоте 2000 м для августа по данным аэрологического зондирования в двух пунктах, ближайших к метеостанции Валдай (Москва и Ленинград), в сравнении с оптимизированными средними значениями этих параметров в модели и соответствующими значениями, полученными по данным ре-анализа (NCEP/NCAR).

Отметим, что осредненные значения  $T_H$ ,  $q_H$  и  $G$ , приведенные в справочном издании (Аэрологический справочник, 1957), получены до 1957 г. Для сравнения в таблице указаны соответствующие значения этих характеристик, полученные по данным ре-анализа. Поскольку итерации выполнялись для каждого отдельного года, в качестве примера в таблице приведены значения оптимизированных параметров за 1990 г. в сравнении с данными ре-анализа за этот год. Наибольшие отличия от данных ре-анализа характерны для значений скорости геострофического

Таблица 1

**Сравнение оптимизированных параметров с данными аэрологического справочника и реанализа**

	Модель оптимиз. параметров	Справочник		Ре-анализ	Август 1990 г.	
		Москва	Ленинград		Модель	Ре-анализ
$G$	7,8	8,9	8,8	8,5	6,0	9,3
$T_H$	3,7	6,9	5,8	4,5	4,0	4,4
$q_H$	4,5			3,9	4,5	3,9
$T_{0m}$	14,8			15,6	14,9	15,7
$r_{0m}$	0,73			0,80	0,77	0,86

ветра. Это связано с отрицательным трендом скорости ветра, измеряемой на метеорологической площадке, что, возможно, объясняется изменением условий наблюдения.

Совокупность внешних параметров приходится разделять, и оптимизацию по ним проводить попеременно. Итерационный процесс, таким образом, начинается с определения пределов изменения  $\theta_H$  и  $G$  и продолжается при фиксированных значениях этих характеристик за счет форсинга параметров  $T_{0m}$  и  $r_{0m}$ .

На рис. 1 представлена межгодовая изменчивость наблюдавшихся на метеостанции Валдай в августе месячных сумм радиационного баланса, относительной влажности, температуры поверхности, температуры на уровне 2 м, скорости ветра и числа дней с пожароопасной обстановкой высокой интенсивности (индекс пожароопасности Нестерова  $H > 4000$ ) (Нестеров, 1949). Описанная выше оптимизационная процедура позволяет определить параметры  $T_H$ ,  $q_H$ ,  $G$ ,  $T_{0m}$  и  $r_{0m}$ , обеспечивающие описание межгодовых вариаций  $T_{0пл}$ ,  $T_{2пл}$  и  $U_{10}$  с нулевой невязкой между измеренными и рассчитанными значениями.

На рис. 2 приведен пример сходимости решения за счет минимизации функционала  $J(C)$  в плоскости  $(T_{0m}, r_{0m})$  для разных фиксированных значений  $\theta_H$ , варьировавшихся в пределах от средних за весь период аэрологических значений до значений, близких к данным реанализа в соответствующий год. Выбранное значение параметров  $T_{0m}$  и  $r_{0m}$  указано звездочкой на рис. 2а. Несмотря на то что в силу нелинейности задачи решение не явля-

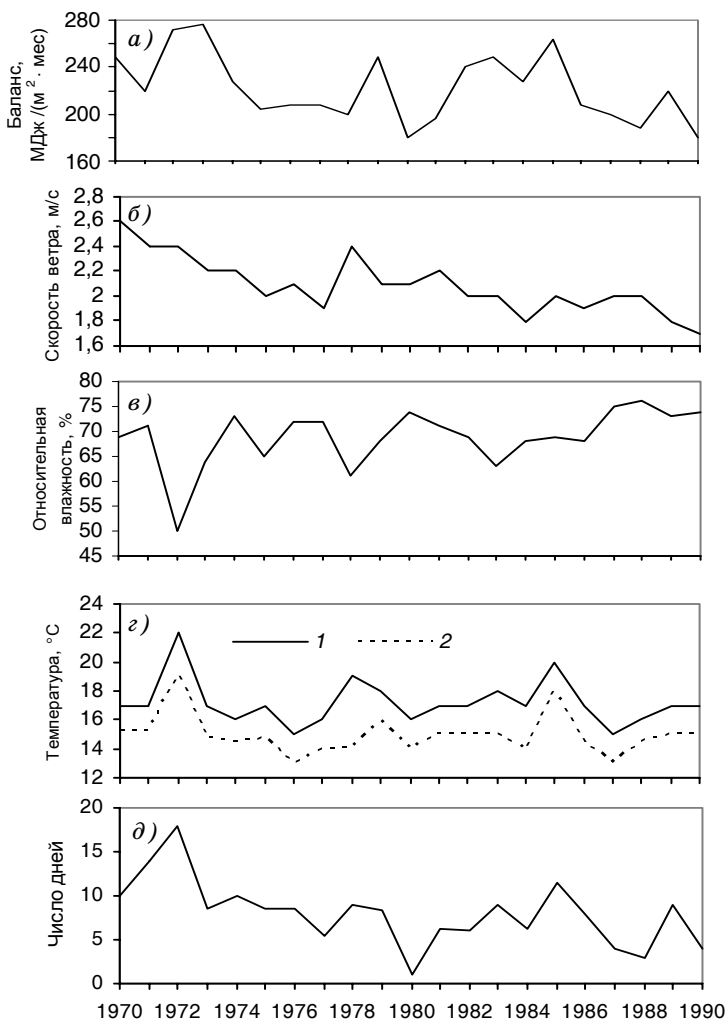


Рис. 1. Среднемесячные (август) данные стандартных наблюдений на метеостанции Валдай и изменение индекса пожароопасности (индекса Нестерова) за период с 1970 по 1990 г.

*a* — месячные суммы радиационного баланса, *б* — скорость ветра на высоте 10 м, *в* — относительная влажность, *г* — температура на поверхности почвы (1) и на уровне 2 м (2), *д* — число дней с пожароопасной обстановкой высокой интенсивности.

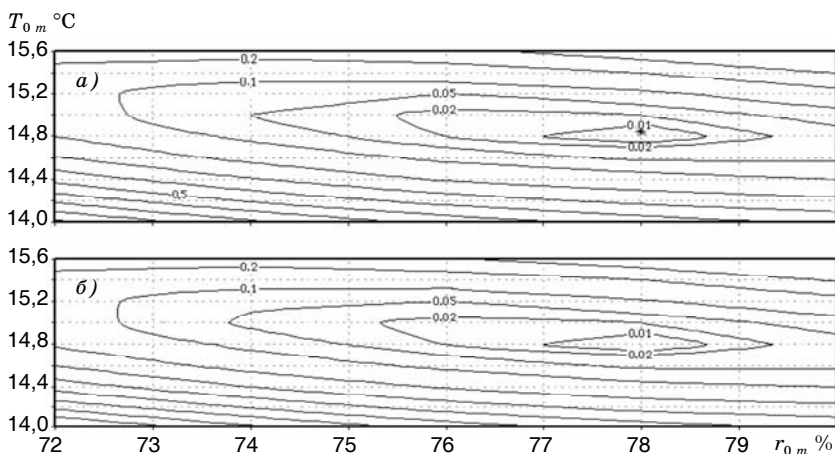


Рис. 2. Изолинии функционала  $J(C)$  в плоскости  $(T_{0m}, r_{0m})$  при разных значениях параметров  $T_H, q_H$ . Выбранная комбинация параметров на рисунке отмечена звездочкой.

а)  $T_H = 4,0; q_H = 4,5$ ; б)  $T_H = 7,0; q_H = 6,5$ .

ется единственным, представляется разумным выбрать тот вариант решения, который обеспечивает гладкость профилей метеорологических элементов в пограничном слое.

## 2. Анализ изменчивости температурного поля под кронами деревьев

Выполнив расчет структуры мезомасштабного пограничного слоя для каждого месяца определенного года в период с 1970 по 1990 г. на основе оптимизированных значений параметров, можно оценить деформацию мезомасштабного потока, обусловленную влиянием лесного массива. Модельная оценка метеорологических характеристик под кронами деревьев необходима для уточнения методологии оценки рисков возникновения лесных пожаров с учетом локальных особенностей местности.

Для расчета метеорологических характеристик под кронами деревьев необходимо использовать двуслойную версию модели АПС, в которой мезомасштабный поток натекает на слой растительности с заданными параметрами. Ориентируясь на особенно-

сти лесного массива в районе Валдая, мы использовали следующие параметры: высоту деревьев (35 м); расстояние от поверхности до нижних ветвей (12 м); коэффициент, определяющий густоту растительности (0,02). Следует отметить, что за рассматриваемый период параметры растительности, по-видимому, должны были измениться, поэтому выбор постоянных средних значений этих параметров в численных экспериментах может вносить определенную степень неопределенности в расчетные значения температуры под кронами деревьев. Расчет температурного поля был основан на измеренных под кронами деревьев значениях радиационного баланса и влажности на уровне 2 м. Влажность на поверхности лесной подстилки задавалась как функция относительной влажности на уровне 2 м с использованием соотношения, предложенного в работе Согачева и др. (2002).

Проанализируем особенности межгодовой изменчивости характеристик, представленных на рис. 1, от которых в конечном счете зависит температурный режим внутри лесного массива. В качестве примера на рисунке приведены среднемесячные характеристики для августа, поскольку именно в этом месяце в 1972 г. наиболее ярко выражены аномалии температуры и влажности, которые привели к аномальным условиям пожароопасности.

Выбранный для анализа период с 1970 по 1990 гг. характеризуется значительной межгодовой изменчивостью месячных сумм радиационного баланса, скорости ветра, температуры, числа дней с пожароопасной обстановкой и существенно меньшей изменчивостью значений удельной влажности на метеорологической площадке. Для удельной влажности исключение составляет аномально низкое значение этой характеристики в 1972 г. В августе этого года среднее значение  $r_{0,пл}$  составило 50 %, что соответствует отклонению от среднего за период значения, в 3 раза большему, чем  $\sigma$  (величина стандартного отклонения) для этого ряда значений.

Уменьшение средней скорости ветра, особенно усилившееся после 1978 г., может быть связано с увеличением затененности площадки. Поскольку данные о необходимости введения поправки к величине  $U_{10}$  отсутствовали, оптимизация параметров проводилась без учета этого эффекта. Величина линейного тренда значений  $U_{10}$  невелика, за выбранный период времени среднемесячная скорость в августе уменьшилась на 0,9 м/с.

Результаты оценки температуры поверхности под кронами деревьев ( $T_{0л}$ ) и температуры в лесном массиве на уровне 2 м ( $T_{2л}$ ) представлены на рис. 3 в сравнении с измеренными значениями этих температур. Измеренные и рассчитанные значения согласуются удовлетворительно во всех случаях за исключением 1972 г. В этом году разность между измеренными и рассчитанными значениями оказалась больше, чем  $\sigma$  экспериментальных значений. Естественно попытаться объяснить это несоответствие тем, что оптимизированный вектор внешних параметров модели не отражает реальных условий погоды в аномальные годы.

Представляет интерес сравнение межгодовых изменений оптимизированных параметров модели с межгодовыми изменениями фоновых параметров, полученных на основе реанализа (см. рис. 3 г). Значения  $T_{0м}$  хорошо согласуются с данными реанализа (коэффициент корреляции между рядами этих данных составляет  $R_k = 0,96$ ), чего нельзя сказать о значениях скорости на уровне 2 м.

Однако такая хорошая согласованность характерна не для всего комплекса внешних параметров, и предпочтение отдается оптимизированным внешним параметрам. Из рис. 4 видно, что расчетные температуры, полученные при использовании оптимизированного набора внешних параметров, в большинстве случаев ближе к наблюдаемым значениям температуры, чем температуры, полученные при использовании данных реанализа. Анализ также показал, что температуры, полученные на основе реанализа, оказываются завышенными по сравнению с температурами, рассчитанными с использованием оптимизированных внешних параметров. Превышение составляет в среднем около 1 °С. Полученные результаты могут быть использованы в дальнейшем для уточнения данных, полученных по региональной климатической модели.

Разность температур под кронами деревьев и на метеорологической площадке может быть описана параметрическим соотношением, отражающим наличие взаимосвязи между температурами в лесном массиве, влажностью набегающего потока и градиентом температуры в набегающем потоке (рис. 5). Это соот-



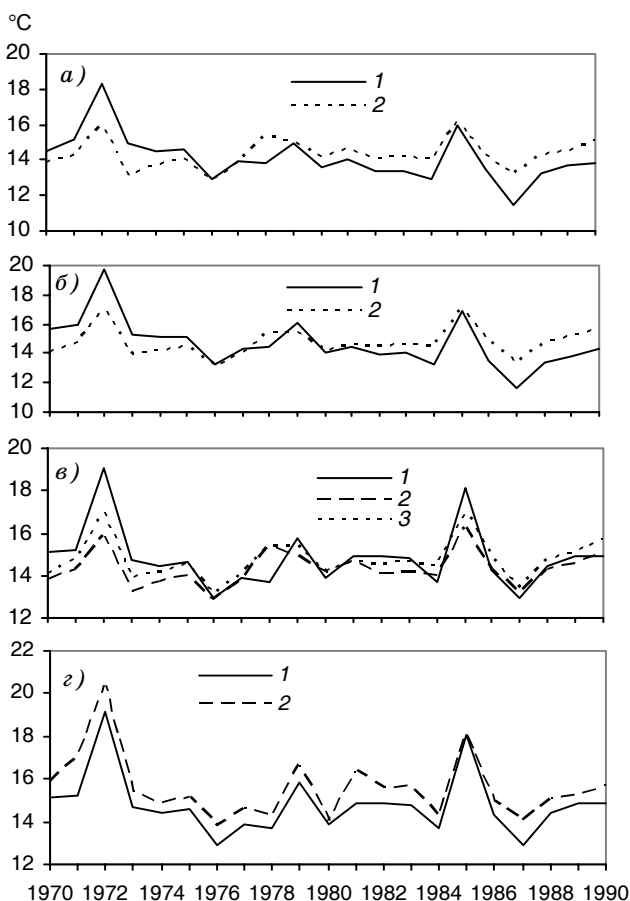


Рис. 3. Сравнение измеренных и рассчитанных значений температуры в лесном массиве и сравнение расчетных температур с оптимизированными значениями температуры в набегающем потоке и данными ре-анализа.

*a* — температура поверхности по данным измерений (1) и результатам расчета (2); *б* — температура воздуха на высоте 2 м по данным измерений (1) и результатам расчета (2); *в* — оптимизированная температура набегающего потока  $T_{0,m}$  (1) и расчетные температуры в лесном массиве: температура поверхности (2) и температура на уровне 2 м (3); *г* — оптимизированная температура набегающего потока (1) и температура на уровне мезомасштабной шероховатости по данным реанализа (2).

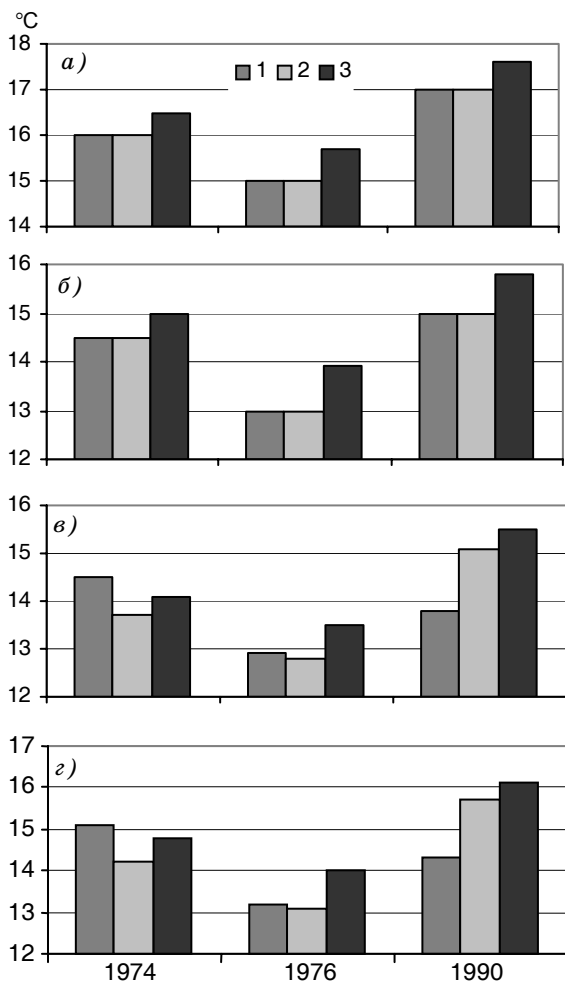


Рис. 4. Сравнение измеренных и рассчитанных значений температуры на площадке и в лесу.

*a* — температура поверхности на площадке, *б* — температура воздуха на высоте 2 м над площадкой, *в* — температура поверхности в лесном массиве, *г* — температура воздуха на высоте 2 м в лесном массиве.

1 — результаты измерений, 2 и 3 — результаты расчета с использованием оптимизированных внешних параметров (2) и заданных по данным реанализа (3).

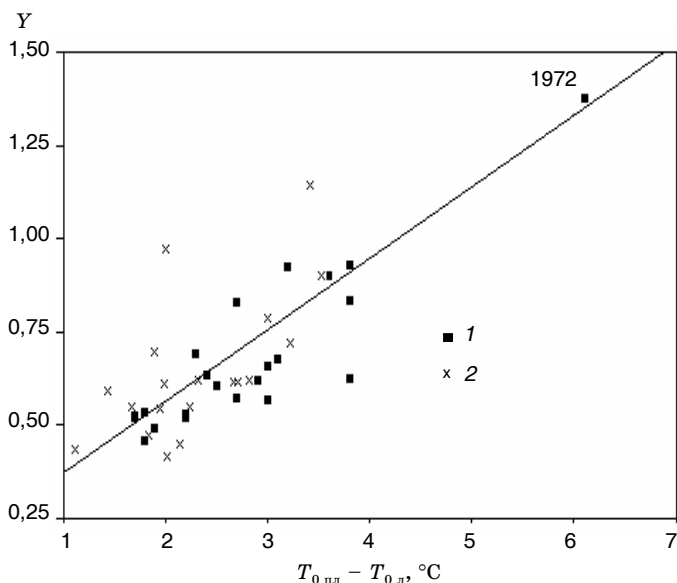


Рис. 5. Корреляционное соотношение между разностью температур поверхности под кронами деревьев и на метеорологической

$$Y = \frac{g}{T} \frac{T_{0\text{пл}} - T_H}{Rb} \frac{U_{10}}{fH} \cdot 10^3.$$

1 — август, 2 — июль.

ношение может быть использовано как ориентир для выбора начального приближения при решении оптимизационной задачи или непосредственно для оценки особенностей температурного режима под кронами деревьев. Если использовать это соотношение для оценки температурного режима под кронами деревьев в июле, получим значения  $T_{0\text{л}}$ , в большинстве случаев удовлетворительно согласующиеся с измеренными значениями этой величины, что можно видеть из рис. 5.

Добавление точек, полученных по июльским данным, в корреляционную зависимость, представленную на рисунке, несущественно снижает коэффициент корреляции между исследуемыми характеристиками. Значение коэффициента корреляции, полученного только по данным для августа, составляет  $R_k \approx 0,76$ , а по данным для июля и августа —  $R_k \approx 0,70$ . На рис. 5 отмечена точ-

ка, относящаяся к аномальному 1972 г. Исключение этой точки из множества точек, для которых отыскивается корреляционная связь, практически не меняет значения  $R_k$ . Так, вместо  $R_k \approx 0,76$  в этом случае получаем  $R_k \approx 0,75$ .

### Заключение

Рассмотрена методология решения обратной задачи моделирования АПС над неоднородной поверхностью, в том числе при наличии лесного массива. Авторы минимизировали функционал невязок между расчетными значениями измеренных на метеорологической площадке температур и скорости ветра и расчетными значениями соответствующих характеристик. Минимум функционала отыскивался методом итераций. Показано, что, используя оптимизированные параметры мезомасштабного потока, можно с достаточной точностью рассчитать температурные характеристики под кронами деревьев. Дальнейшее развитие приложений оптимизационных задач АПС предполагается связать с развитием динамических методов даунскейлинга.

*Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 06-05-64969-а).*

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аэроклиматический справочник СССР. Вып. 1. Ч. 1. — Гидрометеиздат, 1957. — 528 с.

Егоров К. Л., Молькентин Е. К., Надёжина Е. Д., Шкляревич О. Б. Модельные оценки термических условий лесного массива. — Метеорология и гидрология, 2003, № 10, с. 41—53.

Михайлов А. Ю., Рубинштейн К. Г., Шмакин А. Б. Испытание метода детализации приземной температуры воздуха на основе комплекса моделей пограничного слоя атмосферы и локальных теплового и водного балансов. — Метеорология и гидрология, 2008, № 1, с. 15—23.

Молькентин Е. К., Надёжина Е. Д., Шкляревич О. Б. Модельные оценки влияния растительного покрова на деградацию вечной мерзлоты при потеплении климата. — Метеорология и гидрология, 2003, № 3, с. 87—95.

Надёжина Е. Д., Стернзат А. В. Сравнение результатов расчетов по двух- и трехмерной моделям теплообмена между океаном и атмосферой в приполярных районах. — Метеорология и гидрология, 1999, № 10, с. 53—62.

Нестеров В. Г. Горимость леса и методы ее определения. — М.: Гослесбумиздат, 1949.

Пененко В. В., Алоян А. Е., Бажин Н. М. Оценка антропогенного влияния на регион озера Байкал с помощью математического моделирования. — Метеорология и гидрология, 1989, № 7, с. 78—84.

Пененко В. В., Цветова Е. А. Методика оценок роли индустриального региона в крупномасштабных процессах загрязнения атмосферы. — В сб.: Проблемы пограничного слоя атмосферы и загрязнения воздуха. — СПб.: Гидрометеоиздат, 2002.

Согачев А. Ф., Менжулин Г. В., Саватеев С. П. Моделирование нестационарного режима энергомассообмена и турбулентности в горизонтально неоднородной растительности и в пограничном слое атмосферы над ней. — В кн.: Изменения климата и их последствия. — М.: Наука, 2002, с. 45—74.

Школьник И. М., Молькентин Е. К., Надёжина Е. Д., Хлебникова Е. И., Салль И. А. Экстремальность термического режима в Сибири и динамика пожароопасной обстановки в XXI веке: оценки с помощью региональной климатической модели ГГО. — Метеорология и гидрология, 2008, № 3, с. 5—15.

Räisänen J., Hansson U., Ullerstig A. et al. European climate in the late 21st century: Regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. — *Climate Dynamics*, 2004, vol. 22, № 1, p. 13—31.

Snyder M. A., Sanso B., Sloan L. C. Validation of climate model output using Bayesian statistical methods. — *Climatic Change*, 2007, vol. 83, № 4, DOI 10.1007/s10584-007-9262-3, p. 457—476.

Torill E.-S. Refinement of dynamically downscaled precipitation and temperature scenarios. — *Climatic Change*, 2007, vol. 84, № 3—4, DOI 10.1007/s10584-007-9251-6, p. 365—382.

## КОНЦЕПЦИЯ РАЗРАБОТКИ ТРЕХМЕРНОЙ МОДЕЛИ ОСАДКООБРАЗУЮЩЕГО КОНВЕКТИВНОГО ОБЛАКА

### И. Структура модели и основные уравнения гидротермодинамического блока

Ю. А. Довгалюк<sup>1</sup>, Н. Е. Веремей<sup>1</sup>, С. А. Владимиров<sup>3</sup>, А. С. Дрофа<sup>4</sup>,  
М. А. Затевахин<sup>6</sup>, А. А. Игнатьев<sup>6</sup>, В. Н. Морозов<sup>1</sup>,  
Р. С. Пастушков<sup>3</sup>, А. А. Синькевич<sup>1</sup>, В. Н. Стасенко<sup>2</sup>,  
В. Д. Степаненко<sup>1</sup>, А. В. Шаповалов<sup>5</sup>, Г. Г. Щукин<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

<sup>2</sup> Росгидромет

<sup>3</sup> Центральная аэрологическая обсерватория

<sup>4</sup> НПО «Тайфун»

<sup>5</sup> Высокогорный геофизический институт

<sup>6</sup> Санкт-Петербургский научно-исследовательский и проектно-конструкторский институт «АТОМЭНЕРГОПРОЕКТ»

*Описана концепция разработки численной трехмерной модели трехфазного осадкообразующего конвективного облака. В основу концепции положены результаты анализа состояния вопроса в области физических знаний процессов в конвективных облаках и трехмерного численного моделирования таких облаков в мировой практике. Суть данной концепции состоит в разделении модели на блоки (модули). Каждый модуль содержит описание определенных физических процессов. Это позволяет каждому соисполнителю разрабатывать свои отдельные блоки. Представлена схема взаимосвязи между отдельными модулями. Разработку модели осуществляет объединенный коллектив четырех ведущих в области активных воздействий институтов Росгидромета.*

*Представлены обоснование выбора класса модели (полная, трехмерная и нестационарная, с параметризованным описанием микрофизических процессов), описание структурной схемы модели, система основных уравнений гидротермодинамического блока и численная схема ее решения. Уравнения движения записаны в форме Навье—Стокса. Для описания турбулентности*

использована К-модель. Для моделирования осадкообразования использована параметризация Кесслера. Учтены процессы электризации и активные воздействия. Приведены краткие результаты предварительных расчетов. Сформулирована концепция тестирования модели по данным натурных измерений.

Планируется подготовка второй части настоящей работы, где будет представлено описание микрофизических процессов.

## **A CONCEPTION OF THE NUMERICAL THREE-DIMENSIONAL CONVECTIVE CLOUD MODEL DEVELOPMENT**

### **I. The model structure and main equations of hydrothermodynamical block**

*Yu. A. Dougalyuk<sup>1</sup>, N. E. Veremey<sup>1</sup>, S. A. Vladimirov<sup>3</sup>, A. S. Drofa<sup>4</sup>,  
M. A. Zatevakhin<sup>6</sup>, A. A. Ignatyev<sup>6</sup>, V. N. Morozov<sup>1</sup>,  
R. S. Pastushkov<sup>3</sup>, A. A. Sinkevich<sup>1</sup>, V. N. Stasenko<sup>2</sup>,  
V. D. Stepanenko<sup>1</sup>, A. V. Shapovalov<sup>1</sup>, G. G. Shchukin<sup>1</sup>*

<sup>1</sup> Voeikov Main Geophysical Observatory

<sup>2</sup> ROSHYDROMET

<sup>3</sup> Central Aerological Observatory

<sup>4</sup> NPO "Typhoon"

<sup>5</sup> High Mountain Geophysical Institute

<sup>6</sup> Saint Petersburg Research and Design Institute "ATOMENERGOPROEKT"

*A conception of development of the numerical three-dimensional three-phase precipitating cloud model is presented. The conception is based on results of analysis of worldwide knowledges in the field of convective cloud processes and their numerical simulation. An essence of this conception is in subdividing the model on blocks. Every block contains a description of certain physical processes. It allows each performer to develop separate blocks. The scheme of blocks interaction is presented. The model is developed by united team of four Roshydromet institutes.*

*The article contains speculations on a choice of model class (full, three-dimensional, non-stationary, with parameterized description of microphysical processes), a description of model structure, it presents main equations of hydrothermodynamical block and nu-*

*merical scheme of their solution. Movement equations are written in Navie—Stox form. K-model is used for turbulence description. Kessler's parameterization is used for simulation of precipitation formation. Electrification processes and seeding are considered. Brief results of preliminary calculations are presented. A conception of testing the model using field measurements is formulated.*

*The second part of the article will be presented. Microphysical processes description will be presented there.*

### **Введение и постановка задачи**

В последние десятилетия роль численных моделей в изучении облаков возрастает. Они непрерывно совершенствуются, а также разрабатываются новые. Это обусловлено тем, что экспериментальные исследования в силу экономических причин оказались очень дороги и могут проводиться в весьма ограниченном объеме. Вместе с тем, в последние годы наблюдаются быстрый прогресс вычислительной техники и стремительный рост ее быстродействия, что способствует развитию численных моделей и, в частности, дает возможность осуществления трехмерного численного моделирования.

На сегодня важной научной и практической задачей является построение полной трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака, позволяющей исследовать его развитие при естественном ходе процесса и при активных воздействиях (АВ), ведущихся в интересах различных отраслей хозяйства. В связи с этим перед подразделениями институтов Росгидромета, имеющими опыт создания численных моделей конвективных облаков и их использования, была поставлена задача разработать достаточно полную нестационарную трехмерную модель и реализовать ее на ЭВМ.

Модель должна иметь блочную структуру (разные блоки разрабатываются разными институтами). Данная модель предназначена для исследования развития осадкообразующего конвективного облака при естественном развитии и при АВ с последующей оценкой эффекта воздействия. В нее должен быть включен учет всех основных облачных процессов (динамика воздушных потоков, фазовые переходы влаги, коагуляция облачных элементов, их заряджение, пространственное распределение электрических



зарядов, физические процессы, связанные с АВ). Модель должна рассчитывать эволюцию облака за разумное время (при наличии высокопроизводительной электронно-вычислительной техники).

К настоящему времени в мировой практике накоплен значительный опыт создания численных моделей разного уровня сложности. Сформулированы системы уравнений одно-, двух- и трехмерных моделей отдельного конвективного облака. Обзор таких моделей дан в ряде работ (Роджерс, 1979; Довгальук, Ивлев, 1998; Довгальук и др., 2007; Шметер, 1972; Пастушков, 1973б; Шметер, 1987 и др.).

Наряду с моделями отдельного облака, для описания конвекции используются мезомасштабные модели полей облаков (McQueen et al., 1997; Grell et al., 1995; Skamarock et al., 2005; Steppeler et al., 2003; Trentmann et al., 2007). Для исследования свойств облаков пограничного слоя используется вихререзающее моделирование (Large-Eddy Simulation, LES, — метод моделирования крупных вихрей) (Chlond, Wolkau, 2001; Neggers et al., 2003), в том числе и с детальной микрофизикой (Khairoutdinov, Kogan, 1999).

Однако до сих пор сохраняется ситуация, когда большинство моделей работают в руках их создателей и не могут быть переданы другим исследователям, хотя определенные шаги в разрешении этой проблемы и предпринимаются. В основном это относится к мезомасштабным моделям, часть которых стали доступны широкому кругу пользователей через сеть Интернет (например, MM5 (Grell et al., 1995)). В то же время применение таких моделей к описанию конвективных облаков является сравнительно новым направлением, в связи с чем возникают определенные трудности.

Наибольшее развитие к настоящему времени получили модели отдельно взятого конвективного облака. В этом направлении существуют значительные наработки как в отечественных, так и в зарубежных организациях. Такие модели при прочих равных условиях потребляют меньше вычислительных ресурсов и могут использоваться в оперативной практике, в том числе и при моделировании АВ. В связи с этим авторы настоящей работы решили остановиться на рассмотрении моделей отдельно взятого облака.

Особый интерес в этом классе моделей представляют трехмерные модели. Их преимущество состоит в том, что они позво-

ляют описывать целый ряд процессов, которые невозможно адекватно описать в моделях малой размерности (взаимодействие облака с полем ветра, мультячейковые и суперячейковые облака, поля облаков, активные воздействия, шквалы и смерчи), избежав серьезных упрощений.

Представим далее краткий обзор созданных к настоящему времени численных трехмерных моделей осадкообразующих конвективных облаков как с учетом процессов электризации, так и без его учета. Представленный материал не претендует на исчерпывающую полноту и, скорее, отражает интересы авторов и их точку зрения на поставленные задачи. В частности, не обсуждается важный вопрос расчета пересыщения, и это возможное направление доработок модели.

Первыми работами, посвященными моделированию трехмерных конвективных движений воздуха в облаке, являются следующие работы: Пастушков, Шметер (1968, 1971); Пастушков (1970а, 1973а); Miller, Pearce (1974); Miller (1974); Pastushkov (1975). В работах Пастушкова, Шметера (1968, 1971); Пастушкова (1970а, 1973а); Pastushkov (1975) использовалось приближение Буссинеска, а в других работах (Miller, Pearce, 1974; Miller, 1974) решалась система уравнений, в которой была произведена замена вертикальной координаты на давление. Рассматривалось жидкокапельное облако. В этих работах микрофизические процессы учитывались в параметризованном виде. Одним из результатов отечественных работ было теоретическое подтверждение наблюдаемого в природе пространственного обтекания внешним потоком вершин мощных конвективных облаков.

Трехмерная облачная модель с решением системы уравнений Навье—Стокса и параметрическим описанием микрофизических процессов (параметризация Кесслера (Kessler, 1969)) рассматривалась также в работе Klemp, Wilhelmson (1978). С помощью модели проведено моделирование эволюции конвективного шторма.

В работах Когана (Коган, 1978; Kogan, 1991) описана трехмерная модель облачной конвекции. Уравнения гидротермодинамики записаны в приближении Буссинеска. Использовалась детальная микрофизика. Выделено 19 градаций по радиусу в логарифмическом масштабе (от 0,0076 до 7,6 мкм) для ядер кон-

денсации и 30 градаций (от 4 до 3250 мкм) для капель. Для каждой градации решалось уравнение переноса. Ледяная фаза в этих моделях не учитывалась.

В работах Корякова, Лебедевой (1983а, 1983б) также использовались упрощенные уравнения гидротемодинамики в приближении Буссинеска. Для них была разработана эффективная конечно-разностная схема решения. В разработанной модели рассматривалось параметрическое описание микрофизических процессов для жидкокапельного облака. Использовалось уравнение для общего влагосодержания, водность разделялась на облачную и дождевую. Это разделение производилось следующим образом. Если водность превышала некоторое критическое значение, избыток переводился в дождевую фракцию.

С помощью вышеперечисленных моделей получен ряд новых результатов, описывающих закономерности эволюции жидкокапельных облаков и формирования в них осадков. Их основным недостатком являлось отсутствие учета ледяной фазы. Вместе с тем, как показали данные натурных исследований, такой учет необходим, особенно применительно к случаю осадкообразующих облаков (Имянитов и др., 1971; Шишкин, 1964; Bennets, Rawling, 1981; Hall, 1980). С другой стороны, ледяная фаза играет важную роль в электризации облаков (Mansell et al., 2005). Описание процессов формирования и последующей эволюции частиц твердой фазы сопряжено со значительными трудностями, так как не ясна до конца физика этих процессов. Поэтому для их описания авторы используют параметрический подход.

Так, в работе Tripoli, Cotton (1982) была построена трехмерная модель облачной конвекции с учетом влияния орографии земной поверхности на конвективные движения воздуха. В ней было учтено наличие ледяной фазы в параметризованном виде (она подразделялась на фракции облачных частиц и осадков; были учтены процессы сублимационного роста ледяных частиц и их таяния, а также замерзания капель и их коагуляции с ледяными частицами). Микрофизические процессы моделировались на основе рассмотрения нулевого и третьего моментов функции распределения частиц по радиусам, т. е. концентрации и отношения смеси облачных частиц и частиц осадков. Данная модель исполь-

зовалась в качестве базовой в ряде работ (Cotton, Stephens, Nehr Korn, Tripoli, 1982; Walko, Cotton, Meyers, Harrington, 1995; Meyers, Walko, Harrington, Cotton, 1997).

В параметризованном виде ледяная фаза включалась в трехмерные модели также в работах Bennets, Rawling (1981), Cotton, Stephens, Nehr Korn, Tripoli (1982), Walko, Cotton, Meyers, Harrington (1995), Meyers, Walko, Harrington, Cotton (1997). Работа Bennets, Rawling (1981) основывалась на трехмерной модели, представленной в работах Miller, Pearce, (1974) и Miller (1974), но с добавлением учета ледяной фазы.

В качестве следующего примера приведем модель, описывающую эволюцию трехфазного облака (пар, вода, лед) (Бекряев, Гурович, 1991). Система уравнений записана в трехмерной декартовой системе координат и содержит уравнения термогидродинамики, записанные в негидростатическом приближении, и кинетические уравнения коагуляции для трехфазной среды. В уравнении сохранения энергии учитывались источники и стоки, связанные с фазовыми переходами пар — вода, вода — лед и пар — лед. Эти же процессы учитывались в уравнении сохранения массы конденсированной фазы. Данная модель содержит детальное описание микрофизических процессов. Учитывается дробление капель. Модель использовалась, в частности, для изучения процессов зарождения первичных ледяных частиц в облаке (Мазин, Гурович, 1998).

Обратимся теперь к рассмотрению трехмерных облачных моделей с учетом электризации твердой и жидкой фаз. Электрические процессы, как показали исследования (Шишкин, 1964), существенно влияют как на динамику облака, так и на процессы фазовых переходов и коагуляции.

Ключевой вопрос образования грозы — это пространственное разделение электрических зарядов. Одним из основных механизмов является разделение зарядов при столкновении облачных ледяных кристаллов с твердыми осадками (крупа, град) и последующем их разлете. В работе Rawling (1982) представлена трехмерная модель грозового облака, в которой была введена ледяная фаза на основе параметризации, развитой в работе Bennets, Rawling (1981). Динамика модельного облака рассматривалась на

основе работы Miller, Pearce (1974). Показана возможность достижения на основе использования упомянутого механизма значений напряженности электрического поля, близких к разрядным, за время порядка 30 мин.

В работе Ziegler et al. (1991) представлена трехмерная модель грозового облака с учетом электризации ледяной фазы. Модель не является полной, так как поле скоростей в облаке не рассчитывалось, а бралось из данных, полученных с помощью доплеровских радиолокаторов.

Полная трехмерная облачная модель с учетом электризации ледяной фазы описана в работах Scavuzzo et al. (1995a, 1995b). Динамика облака рассчитывалась в приближении Буссинеска с учетом стационарного уравнения неразрывности. Предполагается, что частицы растут и распределяются по размерам (или массам) в течение некоторого времени, будучи незаряженными или заряженными слабо, т.е. электризация начинается с некоторого момента времени. Задавался спектр ледяных частиц по размерам и рассчитывался спектр плотностей зарядов, который сравнивался с экспериментальными данными.

Наиболее полно роль твердой фазы в процессе электризации рассмотрена в работах Mansell et al. (2005) и Altaratz et al. (2005), которые включают моделирование трехмерных конвективных движений воздуха в облаке, микрофизических процессов и электризации.

Так, в работе Altaratz et al. (2005) с помощью методов математического моделирования исследуются зимние грозы на побережье Израиля. Используется региональная трехмерная численная модель атмосферной циркуляции, которая варьируется по масштабам от полусферы до вихрей в планетарном пограничном слое. В ее состав входят три модели: облачная мезомасштабная модель Колорадского университета (Cotton, Tripoli, 1982), гидростатическая версия облачной модели и модель морского бриза.

В рассматриваемой работе моделируется одно грозовое облако, эволюция которого описывается уравнениями гидротермодинамики в приближении Буссинеска в негидростатическом приближении и уравнениями для горизонтальных и вертикальных движений, потенциальной температуры, переноса различных

фракций водяных и ледяных частиц, которые записываются в параметрическом виде. Кроме того, в эту систему включены уравнения переноса плотности электрического заряда на различных облачных фракциях с учетом электризации при столкновениях ледяных частиц, а также четырехмерное уравнение Пуассона для расчета электрического поля в облаке.

В работе Mansell et al. (2005) подход в основном аналогичен подходу, развитому в работе Altaratz et al. (2005). Гидротермодинамический блок основывается на системе уравнений, описанной в работе Klemp, Wilhelmson, (1978). Моделируется многоячейковое грозовое облако, время жизни которого составляет около двух часов. В этом состоит существенное отличие от работы Altaratz et al. (2005). Кроме того, при расчете плотностей электрических зарядов и полей в облаке учитывается ионный состав атмосферы. Все микрофизические процессы, в том числе и процессы электризации, рассматриваются в параметризованном виде. Основным механизмом электризации также было столкновение ледяных частиц.

На сегодня полностью отсутствуют модели, в которых учитывается важнейший механизм формирования электрической структуры облака, связанный с коронными разрядами между сближающимися частицами и коронными разрядами с крупными частиц, таких как крупные кристаллы, градины. Этот механизм приводит не только к зарядению облака и формированию грозы, но и при взаимодействии частиц существенно меняет микроструктуру облака. В зоне коронного разряда появляется значительное число мелких ледяных частиц, которые могут в дальнейшем служить центрами кристаллизации. Кроме того, резко (на три порядка) возрастает концентрация ионов (Синькевич и др., 2005).

Таким образом, из представленного краткого обзора трехмерных моделей следует, что разные авторы использовали модели разного класса, различающиеся описанием динамики облака и микрофизических процессов. Описание динамики производится либо с помощью системы уравнений Навье—Стокса, либо в приближении Буссинеска, а учет микрофизики — с детальным или параметризованным описанием микрофизических процессов. Помимо этого, в модели может присутствовать или отсутствовать учет ледяной фазы (трехфазное или двухфазное облако), учет

процессов электризации, а также вносимых в систему возмущений (например, АВ). На выбор модели влияют характер решаемой задачи, имеющиеся в распоряжении исполнителей вычислительные мощности и опыт исследователей.

Поставленная перед исполнителями задача, как уже указывалось, состоит в построении полной модели, которая должна описывать эволюцию трехфазного конвективного облака как при естественном развитии, так и при АВ. Определим класс этой модели.

В связи с тем что конвекция является сугубо нестационарным процессом, модель должна относиться к классу нестационарных.

Поскольку целый ряд процессов не может быть адекватно описан при пространственном осреднении физических величин по координатам (многие виды АВ, а также взаимодействие облака с полем ветра, мультячейковые и суперячейковые облака, поля облаков, шквалы и смерчи), модель должна быть трехмерной. В нее следует включить описание всех основных облачных процессов, в том числе и электрических. Обязателен учет твердой фазы.

Предлагается в гидротермодинамическом блоке использовать полную систему уравнений гидродинамики, что позволит описывать случаи развития глубокой конвекции с большими вертикальными скоростями.

Для описания микрофизических процессов предлагается применить комплексный подход. Он состоит в том, что моделирование формирования осадков при естественной эволюции облака осуществляется в рамках параметризованного подхода (Kessler, 1969), а моделирование АВ на микроструктуру облака при его засеивании искусственными ядрами проводится на основе использования детального описания микрофизических процессов с последующим переходом к интегральным характеристикам, которые подставляются в основные уравнения модели.

## **1. Научный задел институтов — исполнителей работы**

Исполнителями работы по построению модели являются ГУ «ГГО» (головной исполнитель), ГУ «ЦАО», ГУ «ВГИ», ГУ «НПО „Тайфун“». Каждый институт решает свою задачу, соответствующую тому или иному блоку модели.

Специалистами институтов, участвующими в разработке настоящей модели, накоплен значительный опыт в области теоретических и экспериментальных исследований эволюции конвективных облаков и связанных с ними осадков, и в частности в области численного моделирования облачных процессов.

В ОФО ГУ «ГГО» одна из первых теоретических моделей конвективного облака была разработана в 1950-х годах профессором Н.С.Шишкиным. В 1960 г. она была реализована на ЭВМ «Урал-1» (Шишкин, 1964). Эволюция микроструктуры облаков описывалась с помощью функции распределения частиц по размерам, динамика воздушных потоков задавалась по экспериментальным данным. Температурно-влажностное строение атмосферы задавалось в соответствии с эмпирической региональной моделью. С помощью этой модели были выявлены основные закономерности формирования осадков в конвективных облаках и их выпадения в зависимости от значений скорости восходящего потока, его изменения с высотой и со временем. В частности, было изучено влияние импульсного характера вертикального потока на образование осадков.

В последующие годы была создана численная нестационарная полуторамерная модель конвективного облака. Гидродинамика описывалась в приближении Буссинеска, а микрофизические процессы — в параметризованном виде. Разные модификации модели применялись для решения различных фундаментальных и прикладных задач. К ним относятся исследование эволюции конвективных облаков, включая их электрическую структуру и влияние конвективных потоков на развитие осадков, прогноз их развития, моделирование взаимодействия конвективных облаков с аэрозольными примесями, включая вымывание последних из атмосферы осадками (Довгалюк и др., 2007). Модель использовалась для анализа самолетных экспериментов по активному воздействию на облака.

Следующим шагом в развитии численного моделирования в ОФО было создание численной двумерной нестационарной модели конвективного облака, предназначенной для исследования облаков, образующихся в экстремальных ситуациях (над пожарами, взрывами, вулканическими извержениями и др. (Веремей, Довгалюк, Станкова, 2007; Dovgalyuk et al., 1994)). В этой моде-



ли было решено отказаться от приближения Буссинеска и решать полную систему уравнений Навье—Стокса. С ее помощью был проведен сравнительный анализ развития облаков, развивающихся над взрывами и пожарами.

Численная двумерная осесимметричная модель конвективно-го облака с учетом электризации при столкновениях облачных капель с ледяными частицами разрабатывалась в ОАЭ НИЦДЗА (Пачин, 2002). Учет электризации ледяной фазы в рамках одномерной стационарной облачной модели проводился в работе Морозова (2006).

В ЦАО работы по численному моделированию облачной конвекции были начаты в начале 1960-х годов. Рассматривался широкий круг вопросов: моделирование внутримассовой (Владимиров, Пастушков, 1984; Тараненко, 1989) и фронтальной (Мазин, Сергеев, 1986) облачности, исследование роли в развитии облачной конвекции атмосферной турбулентности (Пастушков, 1970б), альбедо и температурных неоднородностей подстилающей поверхности (Пастушков, Шупяцкий, 1976), оценка энергетического взаимодействия мезомасштабных полей конвективных облаков с крупномасштабными атмосферными процессами. Прорабатывались вопросы эффективной параметризации микрофизических процессов (Мазин, Сергеев, 1986) и оптимизации численных алгоритмов решения и программных комплексов (Пастушков, 1970а).

Особое внимание уделялось исследованию совместного действия двух основных факторов развития мощных конвективных облаков — влажнонеустойчивости атмосферы и вертикального сдвига внешнего ветра (Пастушков, Шметер, 1968, 1971; Пастушков, 1973а; Pastushkov, 1975). Было обнаружено, что при малой энергии влажнонеустойчивости сдвиг ветра ослабляет облачную конвекцию. В то же время при достаточно большой энергии влажнонеустойчивости существуют некоторые значения вертикального сдвига ветра (названные резонансными), при которых развитие мощной облачной конвекции интенсифицируется.

Еще одним направлением численного моделирования в ЦАО является моделирование воздействия гигроскопическими частицами на осадкообразование в теплых конвективных облаках (Владимиров, 2005, 2006).

В НПО «Тайфун» разработаны методы расчета активации ядер конденсации в облачной среде, учитывающие физико-химические свойства и дисперсные характеристики атмосферного аэрозоля и дополнительно вводимых при АВ гигроскопических частиц (Дрофа, 2006). Проведены исследования влияния дополнительно введенных гигроскопических частиц на формирование микроструктуры облачной среды. Найдены основные закономерности изменения микроструктуры облачной среды и получены соотношения, позволяющие оценить эффект воздействия в зависимости от соотношения параметров, характеризующих вводимые гигроскопические частицы (размеры, концентрация, конденсационная активность), и параметров атмосферы (скорость вертикального воздушного потока, тип и концентрация атмосферных ядер конденсации). Эти соотношения можно использовать для параметризованного описания воздействия гигроскопическими реагентами в трехмерной численной модели конвективного облака.

Разработаны также методы расчета микрофизических процессов и эволюции микроструктуры теплого конвективного облака на основе численного решения кинетического уравнения для функции распределения облачных капель по размерам. Создана одномерная численная модель теплого конвективного облака, описывающая пространственно-временную картину формирования и эволюции облачной среды в центральной (осевой) части осесимметричного конвективного облака при заданном вертикальном профиле скорости восходящего воздушного потока (Дрофа, 2008). В модели содержится детальное описание микрофизических процессов в облачной среде — конденсационный рост и испарение капель, их коагуляция, седиментация и дробление. С помощью параметризации процесса вовлечения тепла и влаги в воздушный поток, формирующий облако, получено соответствие вертикальных профилей параметров облака с реально наблюдаемыми в природных условиях атмосферы.

С использованием данной численной модели проанализирован процесс осадкообразования в теплых конвективных облаках при их естественном развитии и при вводе в них гигроскопических частиц. Исследована возможность стимулирования осадков из конвективных облаков небольшой вертикальной мощности (3—4 км) введе-

нием гигроскопических частиц в подоблачный слой. На данной одномерной численной модели может быть опробована методика параметризованного описания воздействия гигроскопическими реагентами на конвективное облако с дальнейшим внедрением ее в трехмерную численную модель.

ГУ «ВГИ» в течение многих десятилетий специализировалось на исследовании проблемы ослабления или предотвращения градобитий. Среди наиболее важных результатов теоретических исследований этой проблемы, выполненных в ГУ «ВГИ», можно выделить результаты, изложенные в работах Ашабокова (1986); Аджиева, Шаповалова (1991, 1996); Ашабокова, Калажокова (1992); Ашабокова и др. (1994, 1996).

Разработан ряд перспективных математических моделей для исследования градовых облаков и активных воздействий на них, в том числе трехмерная нестационарная модель градовых облаков с детальным описанием микрофизических процессов, двумерная нестационарная модель микрофизических процессов в градовых облаках при заданной гидротермодинамике, двумерная модель с учетом электрических процессов, модель оптимального управления формированием микроструктуры градовых облаков. Предложены методы решения и экономичные численные алгоритмы проведения расчетов.

Выполнены массовые численные эксперименты по исследованию образования и развития градовых облаков в естественных условиях и при активном воздействии.

Расчеты показали сложную зависимость развития градовых облаков от процессов различных типов и их взаимодействия. Сложный характер носит также зависимость эффекта воздействия от места внесения реагента в облаке, от его количества и от стадии развития облака в момент воздействия. Существенно важным является установление возможности как уменьшения, так и увеличения градообразующей способности облака в результате воздействия в зависимости от места засева и количества реагента.

По результатам этих исследований разработан и запатентован метод воздействия на градовые процессы.

Впервые в мировой практике разработана постановка задачи управления микрофизическими процессами в градовом облаке и

проведены численные эксперименты. Наиболее важным результатом, полученным в процессе работ по этому направлению, является доказательство возможности управления процессами образования града в облаках. Подтверждена возможность увеличения или уменьшения градоопасности облака в зависимости от места внесения аэрозолей реагента и их количества. Показано существование оптимального способа воздействия на градовые облака.

Предложен метод решения обратной задачи радиолокации, которая относится к некорректно поставленным. Метод используется при исследовании микроструктуры градовых облаков на основе данных радиолокационных измерений.

Полученные результаты теоретических исследований облачных процессов способствовали развитию физики облаков и противоградовой технологии в РФ.

В настоящее время вполне очевидно, что заметная часть проведенных в прошлом работ, пик активности которых пришелся на 1980-е годы (см., например, работы Седунова, Пастушкова (1988, 1989)), в определенном смысле опередила свое время. Они выполнялись в условиях жесточайшей нехватки вычислительных ресурсов, в результате чего большую часть времени и усилий приходилось затрачивать на оптимизацию программных комплексов вплоть до перевода их на машинные языки программирования.

Преодолев очевидный провал 1990-х годов, работы в этом направлении выходят на новый качественный уровень (см., например, работы Ашабокова, Шаповалова (1996); Веремея, Довгалюк, Станковой (2007); Владимирова (2005); Дрофы (2008); Шметера, Берюлёва (2005)), что позволяет говорить о возрождении активности в этой области, а это, в свою очередь, дает основания для оптимизма в отношении ближайшего будущего этого направления исследований.

## **2. Структурная схема модели и взаимодействия соисполнителей**

С физической точки зрения внутренняя структура модели характеризуется разбиением описываемых процессов на отдельные блоки (модули) и подблоки. Соответствующая структурная схема

приведена на рис. 1. Из рисунка видно, что модель составляют следующие основные блоки:

1) блок обработки начальных данных;

2) гидротермодинамический блок, содержащий подблоки расчета переноса импульса, тепла, влаги и электрического заряда, напряженности электрического поля, а также моделирования активных воздействий на динамику облака;

3) микрофизический блок, содержащий подблоки расчета интенсивности микрофизических процессов фазовых переходов, коагуляции и электризации облачных элементов, а также активных воздействий на микрофизику облака;

4) блок обработки и представления результатов расчетов.

Блоки связаны между собой прямыми и обратными связями. Схема передачи данных между модулями (блоками), разрабатываемыми разными организациями-соисполнителями при реализации модели, приведена на рис. 2. Как видно из рисунка, при реализации модели на каждом шаге по времени последовательно рассчитываются два блока: гидротермодинамический и микрофизический. Перед первым шагом выполняется блок обработки начальных данных, а после последнего — блок обработки и интерпретации результатов расчетов. Оба этих блока выполняются ОФО филиала ГГО НИЦ ДЗА.

Гидротермодинамический блок содержит уравнения движения несущей среды, уравнение неразрывности, уравнение энергии и уравнения переноса субстанций (в том числе электрических зарядов), а также формулу для расчета напряженности электрического поля (система уравнений приведена в п. 3). Данный блок разработан силами ОФО и ОАЭ филиала ГГО НИЦ ДЗА (специалистами ОАЭ разработан алгоритм расчета напряженности электрического поля, остальные части блока созданы в ОФО). ГУ «ЦАО» разрабатывает блок расчета коэффициентов турбулентного переноса.

Микрофизический блок содержит параметрические выражения для расчета изменений количества переносимых субстанций (водяной пар, облачные капли, дождевые капли, облачные ледяные кристаллы, ледяные частицы осадков, электрические заряды) вследствие фазовых переходов, коагуляции облачных элементов и процессов их заряжения. Он будет детально описан во II части настоящей работы.

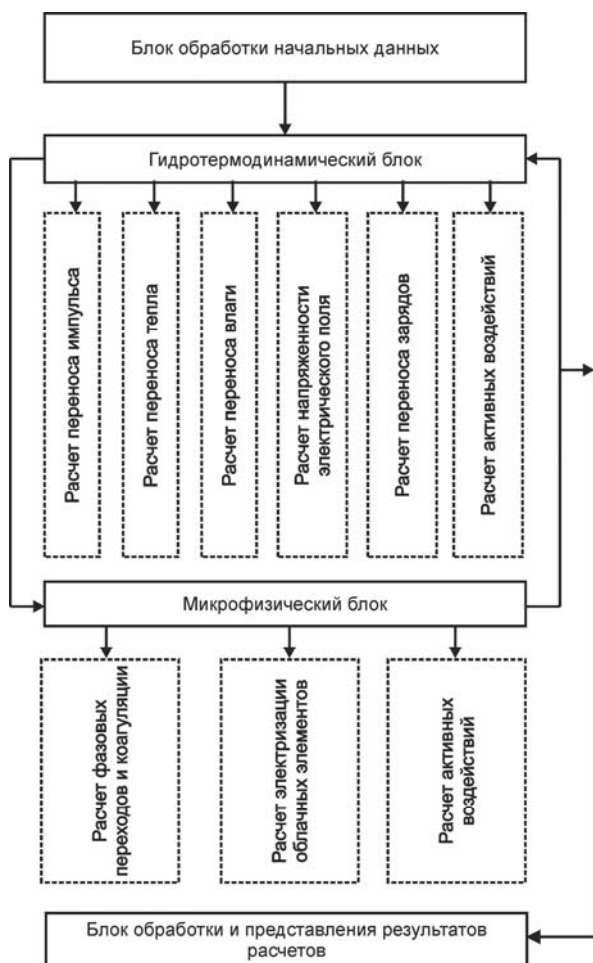


Рис. 1. Структурная схема модели.

Микрофизический блок разделен на несколько независимых модулей, разрабатываемых разными соисполнителями (см. рис. 2). Входными для каждого из них являются значения физических величин, полученные на выходе динамического блока, выходными — изменения их значений (источники—стоки субстанций в соответствующих уравнениях), полученные вследствие тех или иных

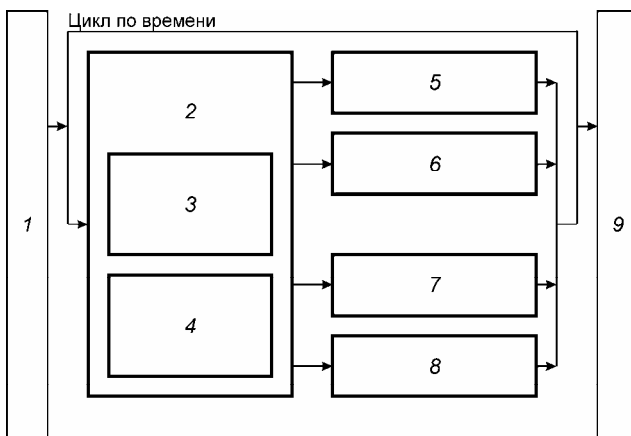


Рис. 2. Схема передачи данных между модулями, разрабатываемыми разными организациями-соисполнителями, при реализации модели.

1 — блок обработки начальных данных (разработчик филиал ГГО НИЦ ДЗА, ОФО); 2 — гидротермодинамический блок (разработчик филиал ГГО НИЦ ДЗА, ОФО); 3 — подблок расчета турбулентного обмена (разработчик ГУ «ЦАО»); 4 — подблок расчета составляющих напряженности электрического поля (разработчик филиал ГГО НИЦ ДЗА, ОАЭ); 5 — основной микрофизический блок (разработчик филиал ГГО НИЦ ДЗА, ОФО); 6 — микрофизический блок, описывающий электризацию при взаимодействии ледяных частиц (разработчик филиал ГГО НИЦ ДЗА, ОАЭ); 7 — микрофизический блок, описывающий АВ (разработчик ГУ «ВГИ»); 8 — микрофизический блок, описывающий активацию ядер конденсации (разработчики ГУ «НПО «Тайфун» и ГУ «ЦАО»); 9 — блок обработки и интерпретации результатов расчетов (разработчик филиал ГГО НИЦ ДЗА, ОФО).

микрофизических процессов (например, при АВ). На выходе всех микрофизических блоков получают изменения значений субстанций в результате микрофизических процессов. Изменившиеся значения величин вводятся в начало следующего шага по времени.

Как уже отмечалось выше, в модели применен комплексный подход к описанию микрофизики: модель имеет дело с интегральными характеристиками (водность и ледность), а детальное описание микрофизических процессов при необходимости присутствует только внутри соответствующих блоков. Как на входе, так и на выходе этих блоков используются только значения водности и ледности облачных частиц и осадков (третьи моменты функции распределения частиц по размерам).

### 3. Система уравнений гидротермодинамического блока. Начальные и граничные условия

Исходная система уравнений гидротермодинамического блока для мгновенных значений физических величин включает уравнение движения, уравнение неразрывности, уравнения баланса массы облачных частиц и осадков, уравнения баланса электрических зарядов, уравнение энергии и уравнение состояния. Их вывод проводился на основе уравнений баланса субстанции, сохранения импульса и баланса внутренней энергии для каждого компонента смеси. Полученная система дополнена уравнением состояния и параметрическими выражениями для вычисления интенсивности микрофизических процессов.

Уравнения получены при следующих основных допущениях:

1) температура всех компонентов облачной среды одинакова;  
2) давление в газовой фазе равно давлению в жидкой фазе (это справедливо в случае, когда малы эффекты поверхностного натяжения и характерное время исследуемого макропроцесса во много раз превышает время установления равновесного давления между фазами);

3) вся влага, присутствующая в облаке, разделена на водяной пар, облачные капли, дождевые капли, облачные ледяные кристаллы и ледяные частицы осадков;

4) время скоростной релаксации частиц мало, т. е. в момент возникновения они уже движутся относительно окружающей среды с установившейся скоростью гравитационного падения (берется средневзвешенное значение этой скорости);

5) в облаке при наличии облачных капель среда находится в состоянии термодинамического равновесия, т.е. парциальное давление водяного пара равно давлению насыщения.

Известно, что конвективное облако является сильно турбулизованной системой. Поэтому далее было выполнено осреднение исходной системы по Рейнольдсу. При описании членов, содержащих корреляции пульсаций плотности с другими величинами, применен подход Фавра (Favre, 1969). В результате уравнения упрощаются. Для описания турбулентности использовался полуэмпирический подход (*K*-модель).

В итоге получена следующая система уравнений.



## 1. Уравнение неразрывности

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\bar{\rho} \tilde{v}_{\text{air},x}) + \frac{\partial}{\partial y}(\bar{\rho} \tilde{v}_{\text{air},y}) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho} \tilde{v}_{\text{air},z}) = \\ & = \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho} \tilde{q}_c V_{c,z}) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho} \tilde{q}_{ic} V_{ic,z}) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho} \tilde{q}_r V_{r,z}) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho} \tilde{q}_i V_{i,z}), \end{aligned} \quad (1)$$

где  $x, y, z$  — декартовы координаты;  $t$  — время;  $\bar{\rho}$  — плотность смеси с учетом паровоздушной несущей среды и содержащихся в ней капель воды и частиц льда ( $\text{кг}/\text{м}^3$ );  $\tilde{v}_{\text{air},x}, \tilde{v}_{\text{air},y}, \tilde{v}_{\text{air},z}$  — составляющие скорости движения несущей среды ( $\text{м}/\text{с}$ );  $\tilde{q}_c, \tilde{q}_r, \tilde{q}_{ic}, \tilde{q}_i$  — удельное содержание облачных капель, дождевых капель, облачных ледяных кристаллов и градин соответственно, (безразмерное,  $\text{кг}/\text{кг}$ );  $V_{c,z}, V_{r,z}, V_{ic,z}, V_{i,z}$  — собственная скорость падения вышеперечисленных частиц ( $\text{м}/\text{с}$ ). Здесь и далее чертой обозначено осреднение величин по Рейнольдсу, тильдой — осреднение по Фавру (Favre, 1969).

## 2. Уравнение движения несущей среды

$$\begin{aligned} & (1 - \tilde{q}_c - \tilde{q}_{ic} - \tilde{q}_r - \tilde{q}_i) \times \\ & \times \left( \bar{\rho} \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},x}}{\partial t} + \bar{\rho} \tilde{v}_{\text{air},x} \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},x}}{\partial x} + \bar{\rho} \tilde{v}_{\text{air},y} \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},x}}{\partial y} + \right. \\ & + \bar{\rho} \tilde{v}_{\text{air},z} \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},x}}{\partial z} - \frac{4}{3} \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},x}}{\partial x} + \\ & + \frac{2}{3} \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},y}}{\partial y} + \frac{2}{3} \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},z}}{\partial z} - \\ & - \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},x}}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},y}}{\partial x} - \\ & \left. - \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},x}}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{\text{air},z}}{\partial x} \right) = - \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} - E_x \beta, \end{aligned} \quad (2a)$$

$$\begin{aligned}
& (1 - \tilde{q}_c - \tilde{q}_{ic} - \tilde{q}_r - \tilde{q}_i) \times \\
& \times \left( \bar{\rho} \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial t} + \bar{\rho} \tilde{v}_{air,x} \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial x} + \bar{\rho} \tilde{v}_{air,y} \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial y} + \right. \\
& \quad \left. + \bar{\rho} \tilde{v}_{air,z} \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial z} - \frac{4}{3} \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial y} + \right. \\
& \quad + \frac{2}{3} \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,x}}{\partial x} + \frac{2}{3} \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial x} - \\
& \quad \left. - \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,x}}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial y} \right) = -\frac{\partial \bar{p}}{\partial y} - E_y \beta,
\end{aligned} \tag{2б}$$

$$\begin{aligned}
& (1 - \tilde{q}_c - \tilde{q}_{ic} - \tilde{q}_r - \tilde{q}_i) \times \\
& \times \left( \bar{\rho} \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial t} + \bar{\rho} \tilde{v}_{air,x} \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial x} + \bar{\rho} \tilde{v}_{air,y} \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial y} + \right. \\
& \quad \left. + \bar{\rho} \tilde{v}_{air,z} \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial z} - \frac{4}{3} \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial z} + \frac{2}{3} \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,x}}{\partial x} + \right. \\
& \quad \left. + \frac{2}{3} \frac{\partial}{\partial z} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,z}}{\partial y} - \right. \\
& \quad \left. - \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,x}}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial \tilde{v}_{air,y}}{\partial z} \right) = -\frac{\partial \bar{p}}{\partial z} - E_z \beta - g \bar{\rho},
\end{aligned} \tag{2в}$$

где  $\mu$  — коэффициент турбулентной вязкости;  $E_x$ ,  $E_y$ ,  $E_z$  — компоненты вектора напряженности электрического поля;  $\beta$  — суммарная объемная плотность электрического заряда;  $g$  — ускорение свободного падения. В правой части уравнений (2а)—(2в) стоят объемные силы, действующие на среду: сила барического градиента, электростатическая и гравитационная силы (для последней отлична от нуля только вертикальная составляющая).

Для кучево-дождевых облаков скорость составляет порядка  $10^0$ — $10^1$  м/с, для слаборазвитых конвективных облаков — порядка  $10^0$  м/с. При этом вертикальная составляющая скорости всегда значительно выше, чем горизонтальные (Шметер, 1987).

### 3. Уравнение баланса общего влагосодержания

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\bar{\rho}\tilde{q}) + \frac{\partial}{\partial x}(\bar{\rho}\tilde{q}\tilde{v}_{\text{air},x}) + \frac{\partial}{\partial y}(\bar{\rho}\tilde{q}\tilde{v}_{\text{air},y}) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{q}\tilde{v}_{\text{air},z}) + \\ - \frac{\partial}{\partial x}K\frac{\partial\tilde{q}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y}K\frac{\partial\tilde{q}}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z}K\frac{\partial\tilde{q}}{\partial z} - \\ - \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{q}_cV_{c,z}) - \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{q}_rV_{r,z}) - \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{q}_{ic}V_{ic,z}) - \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{q}_iV_{i,z}) = 0, \end{aligned} \quad (3)$$

где  $\tilde{q} \equiv \tilde{q}_v + \tilde{q}_c + \tilde{q}_{ic} + \tilde{q}_r + \tilde{q}_i$  — общее удельное влагосодержание,  $\tilde{q}_v$  — удельное содержание водяного пара,  $K$  — коэффициент турбулентности. Последние четыре члена левой части описывают гравитационное осаждение частиц разных фракций.

4. Уравнения баланса облачных капель, облачных ледяных кристаллов, дождевых капель и кристаллических осадков

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(\bar{\rho}\tilde{q}_j) + \frac{\partial}{\partial x}(\bar{\rho}\tilde{q}_j\tilde{v}_{\text{air},x}) + \frac{\partial}{\partial y}(\bar{\rho}\tilde{q}_j\tilde{v}_{\text{air},y}) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{q}_j\tilde{v}_{\text{air},z}) + \\ - \frac{\partial}{\partial x}K\frac{\partial\tilde{q}_j}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y}K\frac{\partial\tilde{q}_j}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z}K\frac{\partial\tilde{q}_j}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{q}_jV_{j,z}) = F_j, \end{aligned} \quad (4)$$

где  $q_j = \{\tilde{q}_c, \tilde{q}_{ic}, \tilde{q}_r, \tilde{q}_i\}$ ;  $V_j = \{V_{c,z}, V_{ic,z}, V_{r,z}, V_{i,z}\}$ ;  $F_j = \{F_c, F_{ic}, F_r, F_i\}$ , а  $F_c, F_{ic}, F_r, F_i$  — источники—стоки облачных капель, дождевых капель, облачных ледяных кристаллов и градин соответственно. Источниковые члены описывают микрофизические процессы фазовых переходов влаги и коагуляции облачных элементов. Эти процессы будут подробно рассмотрены во II части настоящей работы.

Характерные значения величин  $\tilde{q}_c, \tilde{q}_{ic}, \tilde{q}_r, \tilde{q}_i$  в конвективных облаках составляют порядка  $10^{-3}$ — $10^{-4}$ . В связи с этим множитель  $(1 - \tilde{q}_c - \tilde{q}_{ic} - \tilde{q}_r - \tilde{q}_i)$  в уравнениях (2а)—(2в) близок к единице. Однако при наличии достаточных вычислительных ресурсов его следует учитывать, так как погрешность расчетов из-за его неучета накапливается со временем.

Значения  $V_{c,z}$ ,  $V_{ic,z}$  пренебрежимо малы по сравнению со скоростью восходящего потока, а значения  $V_{r,z}$ ,  $V_{i,z}$  имеют с ней один порядок величины.

Отметим, что уравнения, аналогичные (4), при необходимости могут быть записаны и для других фракций (например, ядра конденсации, частицы реагента, используемого для АВ, и др.). Конкретный набор дополнительных уравнений будет определяться при реализации модели.

### 5. Уравнение энергии

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial}{\partial t}(\bar{\rho}\tilde{e}) + \frac{\partial}{\partial x}(\bar{\rho}\tilde{e}\tilde{v}_{\text{air},x}) + \frac{\partial}{\partial y}(\bar{\rho}\tilde{e}\tilde{v}_{\text{air},y}) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{e}\tilde{v}_{\text{air},z}) = & -\frac{\partial(p\tilde{v}_{\text{air},x})}{\partial x} - \\
 & -\frac{\partial(p\tilde{v}_{\text{air},y})}{\partial x} - \frac{\partial(p\tilde{v}_{\text{air},z})}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x}(\tilde{v}_{\text{air},x}\sigma_{xx}) + \frac{\partial}{\partial x}(\tilde{v}_{\text{air},y}\tau_{xy}) + \\
 & + \frac{\partial}{\partial x}(\tilde{v}_{\text{air},z}\tau_{xz}) + \frac{\partial}{\partial y}(\tilde{v}_{\text{air},x}\tau_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y}(\tilde{v}_{\text{air},y}\sigma_{yy}) + \frac{\partial}{\partial y}(\tilde{v}_{\text{air},z}\tau_{yz}) + \\
 & + \frac{\partial}{\partial z}(\tilde{v}_{\text{air},x}\tau_{xz}) + \frac{\partial}{\partial z}(\tilde{v}_{\text{air},y}\tau_{yz}) + \frac{\partial}{\partial z}(\tilde{v}_{\text{air},z}\sigma_{zz}) + \frac{\partial}{\partial x}\lambda\frac{\partial\tilde{T}}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y}\lambda\frac{\partial\tilde{T}}{\partial y} + \\
 & + \frac{\partial}{\partial z}\lambda\frac{\partial\tilde{T}}{\partial z} + \bar{\rho}\tilde{v}_{\text{air},z}g + g\bar{\rho}(V_{c,z}\tilde{q}_c + V_{ic,z}\tilde{q}_{ic} + V_{i,z}\tilde{q}_i + V_{r,z}\tilde{q}_r) - \\
 & - \frac{\partial}{\partial z}\left[\bar{\rho}\tilde{q}_c V_{c,z}(L_{\text{cond}} - c_{v,p}\tilde{T}) + \bar{\rho}\tilde{q}_r V_{r,z}(L_{\text{cond}} - c_{v,p}\tilde{T}) + \right. \\
 & \left. + \bar{\rho}\tilde{q}_{ic} V_{ic,z}(L_{\text{subl}} - c_{v,p}\tilde{T}) + \bar{\rho}\tilde{q}_i V_{i,z}(L_{\text{subl}} - c_{v,p}\tilde{T})\right],
 \end{aligned} \tag{5}$$

где  $\lambda$  — коэффициент турбулентной теплопроводности;  $\sigma_{ii}$  и  $\tau_{ij}$  — диагональные и недиагональные элементы тензора вязких напряжений соответственно;  $L_{\text{cond}}$  и  $L_{\text{subl}}$  — удельная теплота фазовых переходов пар — вода и пар — лед соответственно;  $c_{v,p}$  — теплоемкость водяного пара при постоянном давлении;  $\tilde{e}$  — полная энергия, которая равна сумме внутренней ( $\tilde{e}_{\text{int}}$ ) и кинетической энергии:

$$\tilde{e} = \tilde{e}_{\text{int}} + \frac{1}{2}(\tilde{v}_{\text{air},x}^2 + \tilde{v}_{\text{air},y}^2 + \tilde{v}_{\text{air},z}^2).$$

Предпоследний член правой части (5) описывает переход кинетической энергии падающих частиц во внутреннюю под действием трения, последний — перенос энергии вниз вследствие оседания частиц.

### 6. Уравнения состояния

$$\bar{p} = \bar{\rho}_{\text{air}} R_{\text{air}} \tilde{T} + \bar{\rho}_v R_v \tilde{T} = \bar{\rho} \tilde{T} \left[ (1 - \tilde{q}) R_{\text{air}} + (\tilde{q} - \tilde{q}_c - \tilde{q}_{ic} - \tilde{q}_r - \tilde{q}_i) R_v \right], \quad (6a)$$

$$\tilde{T} = \frac{\tilde{e}_{\text{int}} + (\tilde{q}_c + \tilde{q}_r) L_{\text{cond}} + (\tilde{q}_{ic} + \tilde{q}_i) L_{\text{subl}}}{(1 - \tilde{q}) c_{\text{air},V} + \tilde{q} c_{v,V} + (\tilde{q}_c + \tilde{q}_{ic} + \tilde{q}_r + \tilde{q}_i) R_v}, \quad (6b)$$

где  $p$  и  $T$  — температура и давление смеси соответственно,  $R_{\text{air}}$  и  $R_v$  — газовая составляющая сухого воздуха и водяного пара соответственно,  $L_{\text{cond}}$  и  $L_{\text{subl}}$  — удельная теплота конденсации и сублимации соответственно,  $c_{\text{air},V}$  и  $c_{v,V}$  — теплоемкость при постоянном объеме сухого воздуха и водяного пара соответственно.

7. Уравнение баланса зарядов положительных и отрицательных ионов, облачных капель, облачных ледяных кристаллов, дождевых капель и кристаллических осадков

$$\begin{aligned} & \frac{\partial (\bar{\rho} \tilde{B}_{\text{ionn}})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[ \bar{\rho} \tilde{B}_{\text{ionn}} (\tilde{v}_{\text{air},x} + \alpha_{\text{ionn}} E_x) \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[ \bar{\rho} \tilde{B}_{\text{ionn}} (\tilde{v}_{\text{air},y} + \right. \\ & \left. + \alpha_{\text{ionn}} E_y) \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ \bar{\rho} \tilde{B}_{\text{ionn}} (\tilde{v}_{\text{air},z} + \alpha_{\text{ionn}} E_z) \right] - \\ & - \frac{\partial}{\partial x} K \frac{\partial \tilde{B}_{\text{ionn}}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y} K \frac{\partial \tilde{B}_{\text{ionn}}}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial \tilde{B}_{\text{ionn}}}{\partial z} = M_{\text{ionn}}, \end{aligned} \quad (7a)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial (\rho \tilde{B}_{\text{ionp}})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[ \rho \tilde{B}_{\text{ionp}} (\tilde{v}_{\text{air},x} - \alpha_{\text{ionp}} E_x) \right] + \\ & + \frac{\partial}{\partial y} \left[ \rho \tilde{B}_{\text{ionp}} (\tilde{v}_{\text{air},y} - \alpha_{\text{ionp}} E_y) \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[ \rho \tilde{B}_{\text{ionp}} (\tilde{v}_{\text{air},z} - \alpha_{\text{ionp}} E_z) \right] - \\ & - \frac{\partial}{\partial x} K \frac{\partial \tilde{B}_{\text{ionp}}}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y} K \frac{\partial \tilde{B}_{\text{ionp}}}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} K \frac{\partial \tilde{B}_{\text{ionp}}}{\partial z} = M_{\text{ionp}}, \end{aligned} \quad (7b)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial(\bar{\rho}\tilde{B}_j)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(\bar{\rho}\tilde{B}_j\tilde{v}_{\text{air},x}) + \frac{\partial}{\partial y}(\bar{\rho}\tilde{B}_j\tilde{v}_{\text{air},y}) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{B}_j\tilde{v}_{\text{air},z}) - \\ & - \frac{\partial}{\partial x}K\frac{\partial\tilde{B}_j}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y}K\frac{\partial\tilde{B}_j}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z}K\frac{\partial\tilde{B}_j}{\partial z} - \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}\tilde{B}_jV_{j,z}) = M_j. \end{aligned} \quad (7B)$$

Здесь  $\alpha_{\text{ionn}}$  и  $\alpha_{\text{ionp}}$  — подвижность отрицательных и положительных ионов соответственно;  $\tilde{B}_{\text{ionn}}$ ,  $\tilde{B}_{\text{ionp}}$ ,  $B_c$ ,  $B_{ic}$ ,  $B_r$ ,  $B_i$  — объемная плотность заряда отрицательных и положительных ионов, облачных капель, дождевых капель, облачных ледяных кристаллов и градин на единицу массы соответственно;  $B_j = \{B_c, B_{ic}, B_r, B_i\}$ ;  $M_{\text{ionn}}$ ,  $M_{\text{ionp}}$ ,  $M_c$ ,  $M_{ic}$ ,  $M_r$ ,  $M_i$  — источники—стоки заряда отрицательных и положительных ионов, облачных капель, дождевых капель, облачных ледяных кристаллов и градин соответственно;  $M_j = \{M_c, M_{ic}, M_r, M_i\}$ .

В уравнении переноса ионов появляются дополнительные слабые, связанные с действием электростатического поля на движение зарядов (составляющая скорости, равная произведению подвижности ионов и напряженности поля). При расчете установившейся скорости седиментации капель и кристаллов учитывается влияние электрических сил.

Источниковые члены описывают микрофизические процессы электризации облачных элементов. Эти процессы будут подробно рассмотрены во II части настоящей работы.

8. Выражение для расчета суммарной плотности электрического заряда

$$\tilde{B} = \tilde{B}_{\text{ionn}} + \tilde{B}_{\text{ionp}} + \tilde{B}_c + \tilde{B}_{ic} + \tilde{B}_r + \tilde{B}_i. \quad (8)$$

Характерное значение  $\tilde{B}$  в условиях безоблачной атмосферы и на начальной стадии развития облака составляет порядка  $10^{-13}$ — $10^{-12}$  Кл/м<sup>3</sup>. В дальнейшем, в процессе роста облака, оно может увеличиваться на несколько порядков и для грозовых облаков достигает  $10^{-9}$ — $10^{-8}$  Кл/м<sup>3</sup>.

Расчет составляющих вектора напряженности электрического поля производится по уравнению Пуассона со следующими граничными условиями: 1) потенциал электрического поля у подстилающей поверхности равен нулю; 2) потенциал в отдалении от облака стремится к нулю.

Абсолютное значение напряженности электрического поля меняется от  $10^2$  В/м на ранних стадиях развития облака до  $10^5$ — $10^6$  В/м внутри грозových облаков.

Численная реализация рассмотренной системы уравнений связана с описанием области решения и формулировкой начальных и граничных условий.

В рассматриваемом случае область решения задается в виде прямоугольного параллелепипеда, ограниченного снизу подстилающей поверхностью. Верхняя и боковые границы выбираются с учетом конкретной решаемой задачи, с тем чтобы до них не доходили возмущения, связанные с эволюцией облака. В соответствии с данными наблюдений о размерах конвективных облаков характерные горизонтальные размеры области решения должны составлять  $10^1$ — $10^2$  км (при этом подстилающую поверхность можно приближенно считать плоской), вертикальный размер обычно задается равным от 5 до 20 км.

Начальными условиями являются данные радиовеетрового зондирования (вертикальные профили температуры и влажности) и начальное возмущение полей скорости и (или) температуры ( $t = 0$ ). Электрическое состояние атмосферы в начальный момент времени определяется вертикальными профилями концентрации положительных и отрицательных ионов, характерными для условий хорошей погоды при отсутствии облачности. Удельное содержание и заряды всех субстанций в начальный момент времени полагаются равными нулю.

На нижней (твердой) поверхности граничные условия для всех осаждающихся субстанций ( $q_r$ ,  $q_i$ ,  $B_r$ ,  $B_i$ ) получаются путем задания производной этих величин по высоте, равной нулю при  $z = 0$ . Для компонентов скорости на этой границе задается условие прилипания (все компоненты равны нулю), а для температуры и влажности — горизонтальное распределение их значений либо потоков.

Граничные условия на верхней и боковых границах задаются в соответствии с невозмущенным состоянием атмосферы.

#### 4. Численная схема решения

Систему уравнений (1)—(7) можно записать в следующем обобщенном виде:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \operatorname{div} F = H,$$

где  $U$  — любая из переменных  $\rho$ ,  $\rho v_{\text{air},x}$ ,  $\rho v_{\text{air},y}$ ,  $\rho v_{\text{air},z}$ ,  $\rho q_c$ ,  $\rho q_r$ ,  $\rho q_i$ ,  $\rho q_{ic}$ ,  $\rho e$ ,  $\rho B_{\text{ionn}}$ ,  $\rho B_{\text{ionp}}$ ,  $\rho B_c$ ,  $\rho B_{ic}$ ,  $\rho B_r$ ,  $\rho B_i$ ;  $F$  — поток соответствующей величины через границы рассматриваемого объема (ячейки пространственной сетки);  $H$  — источник—сток величины. Здесь и далее для простоты знаки осреднения опускаем.

Для численного решения уравнений (1), (2) и (5) предлагается использовать классическую схему Макормака (MacCormack, 1969) второго порядка точности по времени и по координате. Эта схема, использовавшаяся на протяжении многих лет, зарекомендовала себя как надежная и эффективная. Кроме того, она не требует вычисления якобианов вектора потока, что позволяет без затруднений применять произвольное (но физически корректное) уравнение состояния. Практически единственным недостатком схемы является немонотонность в областях больших градиентов параметров. Однако эта проблема возникает в основном для трансзвуковых и сверхзвуковых течений и в значительной мере может быть решена с помощью локальной консервативной диффузии (Жмакин, Фурсенко, 1980).

Схема Макормака состоит из двух шагов (предиктор—корректор) и может быть представлена в следующем виде:  
прогноз

$$\begin{aligned} \overline{U}_{i,j,k}^{n+1} = & U_{i,j,k}^n - \frac{\Delta t}{\Delta x} \left( F_{x,i+1,j,k}^n - F_{x,i,j,k}^n \right) - \\ & - \frac{\Delta t}{\Delta y} \left( F_{y,i,j+1,k}^n - F_{y,i,j,k}^n \right) - \\ & - \frac{\Delta t}{\Delta z} \left( F_{z,i,j,k+1}^n - F_{z,i,j,k}^n \right) + \Delta t H_{i,j,k}^n, \end{aligned}$$



коррекция

$$U_{i,j,k}^{n+1} = \frac{1}{2} \left\{ U_{i,j,k}^n + \overline{U}_{i,j,k}^{n+1} - \frac{\Delta t}{\Delta x} \left( \overline{F}_{x,i,j,k}^{n+1} - \overline{F}_{x,i-1,j,k}^{n+1} \right) - \right. \\ \left. - \frac{\Delta t}{\Delta y} \left( \overline{F}_{y,i,j,k}^{n+1} - \overline{F}_{y,i,j-1,k}^{n+1} \right) - \frac{\Delta t}{\Delta z} \left( \overline{F}_{z,i,j,k}^{n+1} - \overline{F}_{z,i,j,k-1}^{n+1} \right) + \Delta t \overline{H}_{i,j,k}^{n+1} \right\},$$

где  $i, j, k$  — индексы пространственной сетки с шагами  $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ ;  $n$  — временной индекс на временной сетке с шагом по времени  $\Delta t$ ;  $\overline{F}$  и  $\overline{H}$  — значения  $F$  и  $H$  на этапе прогноза.

Для численного решения уравнений (3), (4), (6) и (7) предложено использовать WENO версию схемы Ботта высокого порядка аппроксимации (Bott, 1989, 1992). Эта схема существенно положительна и в областях с постоянной скоростью переноса имеет 9-й порядок точности по времени и пространству на гладких решениях для конвективных членов и 2-й порядок для диффузионных. В областях, где скорость не постоянна, и в областях больших градиентов параметров порядок точности для конвективных членов несколько снижается.

Рассматривается прямоугольная расчетная область, покрытая сеткой с постоянными шагами  $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ . Характерные значения  $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ , используемые при моделировании конвективных облаков, составляют 100—200 м, значения  $\Delta t$  — 0,1—1,0 с.

Расчетная программа составляется на языке Фортран, пользовательский интерфейс — на языке Паскаль (Делфи).

## 5. Моделирование сухой конвективной струи

На настоящем этапе исследований ведется отладка гидротермодинамического блока. С целью проверки его работоспособности было проведено моделирование эволюции восходящей конвективной струи в сухой атмосфере над нагретой областью. Микрофизические процессы, в том числе и конденсация водяного пара, не учитывались.

Состояние невозмущенной атмосферы характеризовалось следующим вертикальным распределением температуры: постоян-

ный градиент  $-9,35$  °C/км в слое  $z = 0 \dots 1$  км и  $-5,4$  °C/км выше этого слоя. В области радиусом 1 км задавался перегрев подстилающей поверхности  $\Delta T = 20$  °C. Турбулентное перемешивание моделировалось путем задания постоянного коэффициента кинематической турбулентной вязкости, равного  $100$  м<sup>2</sup>/с. Горизонтальный размер области решения выбран равным 4 км, вертикальный — 8 км.

На рис. 3 представлено полученное в результате расчетов изменение во времени максимальной скорости в конвективной струе, а также высоты, на которой эта скорость достигается.

Из рисунка видно, что на начальной стадии, продолжающейся примерно 15 мин, идет процесс развития струи, когда скорость восходящего потока и высота подъема струи быстро возрастают.

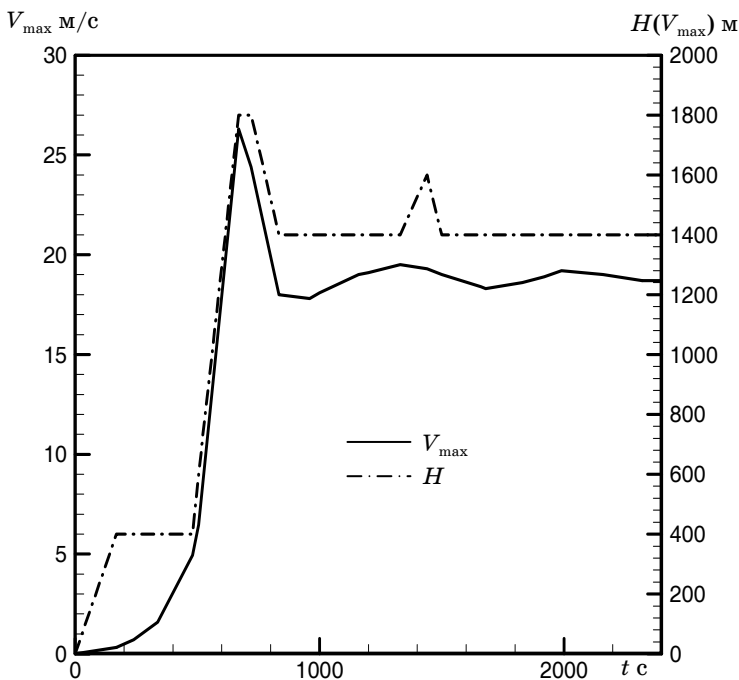


Рис. 3. Изменение во времени максимальной скорости в струе ( $V_{max}$ ) и высоты ( $H$ ), на которой этот максимум достигается.

После этого процесс выходит на стационарный режим, когда максимальная скорость (примерно 19 м/с) и высота верхней кромки струи (примерно 3 км) практически постоянны. Рисунок 4 дает представление о характере установившегося течения. Хорошо видна область нисходящего течения вблизи вершины струи.

Ранее для аналогичных условий был произведен расчет параметров сухой конвективной струи с помощью полутримерной модели, разработанной в ГУ «ГГО» (Ивлев, Довгалюк, Веремей, 2000). Сравнение результатов расчетов, произведенных с помощью этой модели, и результатов, приведенных выше, дает хорошее совпадение. Значения максимума вертикальной скорости и момента времени, когда струя входит в стационарный режим, рассчитан-

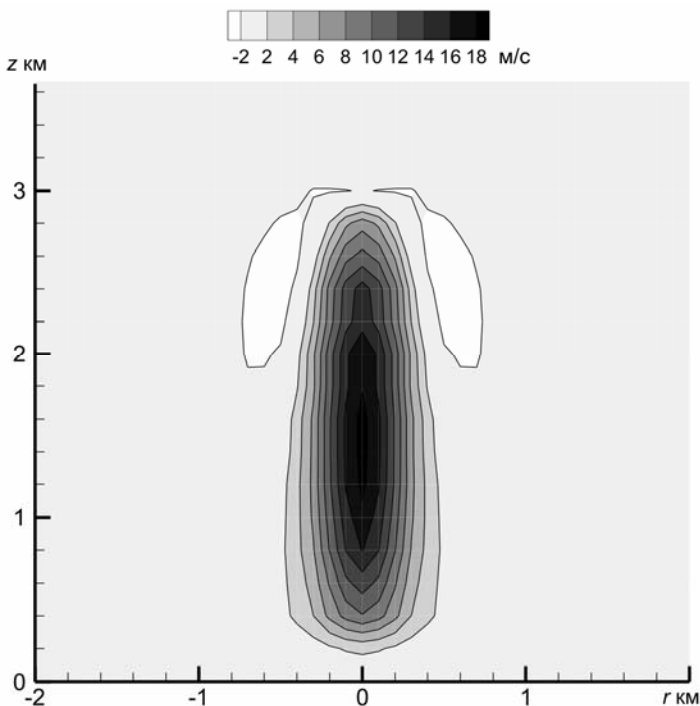


Рис. 4. Поле вертикальной скорости (м/с) на момент времени 40 мин.

$r$  — горизонтальная координата, отсчитываемая от центра области решения.

ные с помощью двух моделей, достаточно близки. Следует отметить, что полуторамерная модель проходила тестирование. Получаемые с ее помощью результаты показали высокую оправданность и, следовательно, могут быть использованы для сравнения.

Таким образом, результаты расчетов показывают, что разработанная модель способна адекватно описывать конвективные движения в атмосфере.

Результаты расчетов для случая влажной конвекции с учетом микрофизических процессов (конвективное облако) будут приведены во II части настоящей работы.

## **6. Концепция тестирования модели по экспериментальным данным**

Необходимым этапом разработки модели является ее тестирование по экспериментальным данным для оценки качества модели (Михайловский, 2002; Altaratz et al., 2005; Mansell et al., 2005). С этой целью проводят сравнение результатов модельных расчетов значений выбранных характеристик облака и их динамики с экспериментальными данными.

Можно выделить следующие методы такого сравнения.

1. Тестирование по качественным параметрам (наличие или отсутствие того или иного явления — дождя, града, грозы, появления твердой фазы в облаке и др.).

Такое тестирование является наиболее простым, но и наименее эффективным. Соответствие рассчитанных и наблюдаемых качественных параметров может являться результатом простого совпадения. При данном подходе требуется набрать большой объем материалов наблюдений и подвергнуть их статистическому исследованию.

2. Сравнение рассчитанных абсолютных максимумов значений физических величин с наблюдаемыми (высота верхней границы облака, интенсивность осадков, радиолокационная отражаемость, напряженность электрического поля).

Совпадение результатов расчетов с данными натурных наблюдений, полученное при использовании данного метода, с большой вероятностью позволяет полагать, что модель адекватно воспроизводит облачные процессы.

3. Сравнение рассчитанного временного хода физических величин, максимальных или осредненных по координатам, с наблюдаемым.

Указанный метод позволяет тестировать модель, оценивая стадии жизни облака (Роджерс, 1979; Мазин, Сергеев, 1986). Методика определения стадий жизни облака описана в работах Довгалюк, Ивлева (1998), Довгалюк и др. (2007).

4. Сравнение рассчитанного пространственно-временного хода физических величин с наблюдаемым.

Очевидно, что для тестирования было бы желательно использовать все или большинство физических параметров облаков, представленных в численных моделях, и сопоставлять их значения в трехмерном пространстве облака с учетом пространственно-временных изменений. Однако из-за ограниченности технических возможностей на практике это не представляется возможным.

Наиболее точные и полные данные о физических характеристиках конвективных облаков можно получать с помощью самолетов-лабораторий, оснащенных комплексом метеорологической и геофизической аппаратуры. Однако их применение реально ограничено требованиями безопасности полетов, особенно в облаках  $Cu\ congest.$  и  $Cb$ .

Другим способом является использование наземных комплексов приборов, предназначенных для измерения характеристик облаков в широком диапазоне. Обычно такие измерения проводятся на стационарных полигонах. Например, в настоящее время функционируют противоградовый полигон ГУ «ВГИ» и полигон филиала ГГО НИЦ ДЗА.

Менее точное определение параметров таких облаков возможно с помощью современных МРЛ, лидаров и др. Из большого числа физических параметров конвективных облаков, получаемых в численных моделях, радиолокационным методом определяются с удовлетворительной погрешностью лишь следующие:

- 1) горизонтальные и вертикальные размеры облаков и зон осадков на разных уровнях (их площади);
- 2) высота верхней и нижней границ;
- 3) радиолокационная отражаемость;
- 4) мгновенное значение интенсивности осадков у земной поверхности и сумма выпавших осадков;

- 5) высота нулевой изотермы в дождевых облаках;
- 6) количество молниевых разрядов и их местоположение.

На рис. 5 представлена схема наземного экспериментального комплекса филиала ГГО НИЦ ДЗА и Северо-Западного УГМС (пункт радиозондирования). Он состоит из следующих семи измерительных систем:

- 1) радиозонд и система приема передаваемой им информации;
- 2) МРЛ, сопряженный с радиометром (длина волны 2,6 см);
- 3) грозопеленгатор-дальномер;
- 4) прибор для измерения напряженности электрического поля;
- 5) лидар;
- 6) метеостанция;
- 7) СВЧ-радиометры (длина волны 0,8 и 1,35 см).

Полученные данные наблюдений поступают на ПЭВМ и подвергаются обработке и архивации.

Представленный комплекс позволяет получать следующую информацию: данные радиозондирования атмосферы, являющиеся входными данными для модели; высоту верхней и нижней границ облака; радиолокационную отражаемость облаков и осадков и ее динамику; водность облака и ее пространственное распределение (обеспечивается сопряжением МРЛ с радиометром); содержание водяного пара и водозапас атмосферы (Караваяев, Щукин, 2004); напряженность электрического поля у подстилающей поверхности; интенсивность и количество осадков у подстилающей поверхности. С помощью рассмотренной выше модели можно получать расчетные значения всех этих характеристик.

Благодаря совместному использованию радиометрических и радиолокационных средств можно получать дополнительную важную информацию об облаке и оценки величин, характеризующих среднее значение водности облака и ее распределение в направлении зондирования. Также использование этих методов дает возможность получать информацию о пространственном распределении мелкокапельной и крупнокапельной фракций облачной системы. Связь модельных расчетов и экспериментальных данных, полученных с помощью пассивно-активного радиолокационного зондирования облаков и осадков, рассмотрена в работе Щукина и др. (1982).

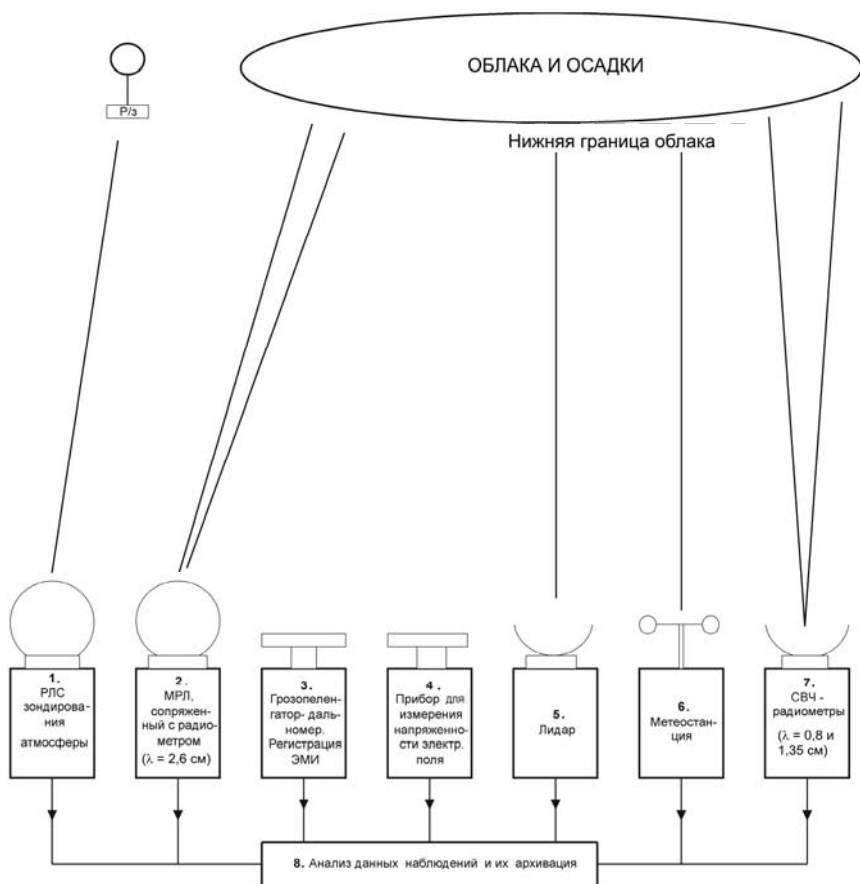


Рис. 5. Схема экспериментального комплекса натуральных наблюдений за конвективными облаками, используемого для тестирования численных моделей.

В работах Гальперина, Щукина (2001) и Гальперина (2001) получены оценки размеров электроактивных зон конвективного облака по результатам радиолокационных исследований ионизованных каналов молний в метровом и дециметровом диапазонах длин волн. Эти оценки (размеры зон порядка 10 км) также могут использоваться для тестирования разрабатываемой численной модели, которая содержит учет электризации. Исследования с

помощью грозопеленгаторов-дальномеров (Снегуров и др., 2006) дополняют радиолокационные исследования и позволяют определить число грозовых разрядов и их распределение по координатам в зоне радиусом до 300 км, что также может быть использовано в качестве теста при численном моделировании.

Во всех рассмотренных случаях в качестве количественного показателя качества модели может быть использован коэффициент корреляция между расчетными и измеренными значениями параметров облака для большого массива данных. Анализ этой корреляционной связи позволяет судить о степени адекватности численной модели реальным облакам.

### **Заключение**

В настоящей работе представлено описание концепции разрабатываемой институтами Росгидромета кооперативной численной нестационарной трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака, позволяющей моделировать эволюцию облака как в естественных условиях, так и при АВ.

Разработка такой модели является актуальной как с фундаментальной, так и с прикладной точки зрения. Поскольку целый ряд процессов не может быть адекватно описан при пространственном осреднении физических величин по координатам (многие виды АВ, а также взаимодействие облака с полем ветра, мультячейковые и суперячейковые облака, поля облаков, шквалы и смерчи), модель должна быть трехмерной. В нее следует включить описание всех основных облачных процессов, в том числе и электрических. Обязателен учет твердой фазы.

Концепция данной модели включает разделение ее на блоки (модули). Каждый модуль содержит описание определенных физических процессов. Это позволяет каждому соисполнителю разрабатывать свои отдельные блоки. Представлена схема взаимосвязи между отдельными модулями. С учетом ограниченных технических возможностей предложено использовать параметризованный подход к описанию микрофизических процессов.

В работе также представлено описание разработанного авторами гидротермодинамического блока модели с учетом микрофизики



зических процессов в параметризованном приближении и выбранного численного метода решения системы уравнений модели. Приведен тестовый пример расчета для случая сухой конвективной струи.

Кратко обсуждена проблема тестирования модели по экспериментальным данным.

Модель разрабатывается силами четырех институтов Росгидромета (ГУ «ГГО», ГУ «ЦАО», ГУ «ВГИ», ГУ «НПО «Тайфун»).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аджиев А. Х., Шаповалов А. В., 1991. Физико-математическое моделирование электризации конвективных облаков при естественном их развитии // Труды ВГИ. — Вып. 83. — С. 3—12.

Ашабоков Б. А., 1986. Двумерная нестационарная задача расчета микрофизических процессов в градовых облаках // Труды ВГИ. — Вып. 65. — С. 13—21.

Ашабоков Б. А., Калажоков Х. Х., 1992. Численное моделирование градовых облаков. — М.: Гидрометеиздат, 1992. — 135 с.

Ашабоков Б. А., Федченко Л. М., Шаповалов А. В., Шоранов Р. А., 1994. Численные исследования образования и роста града при естественном развитии облака и активном воздействии // Метеорология и гидрология. — № 1. — С. 41—48.

Ашабоков Б. А., Федченко Л. М., Шаповалов А. В., Шоранов Р. А., 1996. О некоторых результатах численного моделирования активного воздействия на мощные градовые облака // Труды ВГИ. — Вып. 89. — С. 37—47.

Ашабоков Б. А., Шаповалов А. В., 1996. Численная модель управления формированием микроструктуры градовых облаков // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. — Т. 32, № 3. — С. 364—369.

Баранов В. Г., Бобылев Л. П., Довгалюк Ю. А., Дорофеев Е. В., Щукин Г. Г., 1987. Численное моделирование переноса радиотеплового излучения в конвективных облаках // Труды ГГО. — Вып. 508. — С. 65—82.

Бекряев В. И., Гурович М. В., 1991. Нестационарная численная модель Сб // Труды ГГО. — Вып. 538. — С. 109—121.

Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Станкова Е. Н., 2007. Численное моделирование конвективных облаков, развивающихся в атмосфере при чрезвычайных ситуациях (взрыв, пожар) // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. — Т. 43, № 6. — С. 792—806.

Владимиров С. А., 2005. Численное моделирование воздействия на процесс образования осадков в конвективных облаках с помощью засева гигроскопическими аэрозолями // Метеорология и гидрология. — № 1. — С. 58—69.

Владимиров С. А., 2006. Оценка возможности эффективного воздействия на осадкообразование при засева конвективных облаков каплями растворов гигроскопических солей // Метеорология и гидрология. — № 9. — С. 21—28.

Владимиров С. А., Пастушков Р. С., 1984. Об одном механизме колебательного режима развития одноячейковых конвективных облаков. — Метеорология и гидрология. — № 10. — С. 45—52.

Гальперин С. М., Щукин Г. Г., 2001. Обнаружение электроактивных зон в облаках с помощью радиотехнических средств // Труды НИЦ ДЗА (филиала ГГО). — Вып. 3(549). — С. 123—131.

Гальперин С. М., 2001. К вопросу о совместном использовании грозопенелгаторов-дальномеров и РЛС метеорологического назначения // Труды НИЦ ДЗА (филиала ГГО). — Вып. 3(549). — С. 147—153.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Синькевич А. А., 2007. Применение полуторамерной модели для решения фундаментальных и прикладных задач физики облаков. — СПб. — 162 с.

Довгалюк Ю. А., Драчева В. П., Егоров А. Д., Качурин Л. Г., Пономарев Ю. Ф., Синькевич А. А., Станкова Е. Н., Степаненко В. Д., 1997. Результаты комплексных исследований характеристик мощного кучевого облака после воздействия // Метеорология и гидрология. — № 11. — С. 20—29.

Довгалюк Ю. А., Ивлев Л. С., 1998. Физика водных и других атмосферных аэрозолей. — СПб.: Изд-во СПбГУ. — 322 с.

Дрофа А. С., 2008. Исследование возможности стимулирования гигроскопическими частицами осадков из теплых конвективных облаков по результатам численного моделирования // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. — Т. 44, № 4. — С. 455—469.

Дрофа А. С., 2006. Формирование микроструктуры облачной среды при введении гигроскопических частиц // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. — Т. 42, № 3. — С. 355—366.

Жмакин А. И., Фурсенко А. А., 1980. Об одной монотонной разностной схеме сквозного счета // ЖВМ и МФ, июль—август.

Ивлев Л. С., Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., 2000. Численное моделирование эволюции вулканического факела при отсутствии конденсации // Оптика атмосферы и океана. — Т. 13, № 6—7. — С. 592—597.

Имянитов И. М., Чубарина Е. В., Шварц Я. М., 1971. Электричество облаков. — Л.: Гидрометеоиздат. — 92 с.

Караваев Д. М., Щукин Г. Г., 2004. Применение методов наземной СВЧ-радиометрии для диагноза содержания жидкокапельной влаги в облаках. — Труды НИЦ ДЗА (филиала ГГО). — Вып. 5(553). — С. 99—120.

Коган Е. Л., 1978. Трехмерная численная модель капельного дождевого облака, учитывающая микрофизические процессы // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. — Т. 14, № 8. — С. 876—886.

Коряков С. А., Лебедева Т. Н., 1983. Трехмерная численная модель конвективного изолированного облака (предварительные результаты) // Труды ИПГ. — Вып. 45. — С. 3—20.

Коряков С. А., Лебедева Т. Н., 1983. Об одной экономичной конечно-разностной схеме для гидродинамической модели конвективного облака // Труды ИПГ. — Вып. 45. — С. 21—30.

Мазин И. П., Гурович М. В., 1998. Параметризация процессов зарождения ледяных частиц в численных моделях облаков // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. — Т. 4, № 1. — С. 33—44.

Мазин И. П., Сергеев Б. Н., 1986. Численное моделирование облаков. — М.: Гидрометеиздат. — 185 с.

Михайловский Ю. П., 2002. Эмпирическая модель электрически активных конвективных облаков и возможности ее использования для тестирования численной модели // Труды НИЦ ДЗА (филиала ГГО). — Вып. 4 (552). — С. 66—75.

Морозов В. Н., 2006. Расчет электрических зарядов и полей в электроактивной зоне грозового облака. — Труды НИЦ ДЗА (филиала ГГО). — Вып. 7(555). — С. 35—50.

Пастушков Р. С., 1970а. Численная модель трехмерной конвекции в атмосфере с вертикальным сдвигом ветра // Труды ЦАО. — Вып. 97. — С. 3—19.

Пастушков Р. С., 1970б. Зависимость динамики кучевого облака от масштаба турбулентности в его зоне // Труды ЦАО. — Вып. 97. — С. 20—29.

Пастушков Р. С., 1973а. О влиянии вертикального сдвига ветра на развитие конвективной облачности // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. — Т. IX, № 1. — С. 12—26.

Пастушков Р. С., 1973б. Физико-математические модели конвективных облаков (Краткий обзор и классификация) // Труды ЦАО. — Вып. 112. — С. 3—14.

Пастушков Р. С., Шметер С. М., 1968. Влияние вертикальных движений в мощных конвективных облаках на поле ветра // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. — Т. IV, № 3. — С. 283—291.

Пастушков Р. С., Шметер С. М., 1971. Влияние вертикальной структуры поля ветра на развитие кучевых и кучево-дождевых облаков. — Труды V Всесоюзного метеорологического съезда, т. IV, с. 178—192.

Пастушков Р. С., Шуляцкий А. Б., 1976. Об определяющих параметрах развития конвективной облачности в районе внутритропической зоны конвергенции Восточной Атлантики. ТРОПЭКС-74. Т. 1 / Под ред. М. А. Петросянца и др. — Л.: Гидрометеиздат, с. 502—507.

Пачин В. А., 2002. Предварительные результаты численных экспериментов по моделированию электризации конвективных облаков // Труды НИЦ ДЗА (филиала ГГО). — Вып. 4 (552). — С. 55—65.

Роджерс Р. Р., 1979. Краткий курс физики облаков. — Л.: Гидрометеиздат. — 230 с.

Снегуров А. В., Снегуров В. С., Шаповалов А. В., Шукин Г. Г., 2006. Опыт совместных наблюдений за грозами грозопеленгатором-дальномером и метеорологическим радиометром // Труды НИЦ ДЗА (филиала ГГО). — Вып. 7 (555). — С. 139—148.

Синькевич А. А., Веремей Н. Е, Довгалюк Ю. А., Степаненко В. Д., 2005. Лабораторное моделирование коронного разряда в облаках. — СПб.: Астерион. — 62 с.

Тараненко А. Н., 1989. Численное моделирование развития мультячейковых конвективных облаков // Метеорология и гидрология. — № 1. — С. 42—50.

Шишкин Н. С., 1964. Облака, осадки и грозовое электричество. — Л.: Гидрометеиздат. — 351 с.

Шметер С. М., 1972. Физика конвективных облаков. — Л.: Гидрометеоздат. — 220 с.

Шметер С. М., 1987. Термодинамика и физика конвективных облаков. — Л.: Гидрометеоздат. — 287 с.

Шметер С. М., Берюлев Г. П., 2005. Эффективность искусственной модификации облаков и осадков с помощью гигроскопических аэрозолей // Метеорология и гидрология. — № 2. — С. 43—60.

Щукин Г. Г., Алибегова Ж. Д., Бобылев Л. П., Довгальюк Ю. А., Зинченко А. В., Тарабукин И. А., 1982. Об использовании модельных представлений и эмпирических данных в задаче пассивно-активного радиолокационного зондирования облаков и осадков // Труды ГГО. — Вып. 451. — С. 7—8.

Altaratz O., Reisen T., Levin Z., 2004. Simulation of electrification of winter thunderstorm using the three-dimensional Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) model: Single cloud simulation // J. Geophys. Res. — V. 110, D20205, doi: 10.1029/2004. JD 005616.

Benetts D. A., Rawling F., 1981. Parameterization of the ice-phase in a model of mid-latitude cumulonimbus convection and it's influence on the simulation of cloud development // Quart. J. Roy. Met. Soc. — V. 107, No. 453. — P. 477—502.

Bott A., 1989. A positive definite advection scheme obtained by nonlinear re-normalization of the advective fluxes // Mont. Weat. Rev. — V. 117. — P. 1006—1015.

Bott A., 1992. Monotone flux limitation in the area-preserving flux-form advection algorithm // Mont. Weat. Rev. — V. 120. — P. 2592—2602.

Chlond A., Wolkau A., 2000. Large-eddy simulation of a nocturnal strato-cumulus-topped marine atmospheric boundary layer: an uncertainty analysis // Boundary-Layer Met. — V. 95. — P. 31—55.

Cotton W. R., Stephen M. A., Nehrkorn T., Tripoli G. J., 1982. The Colorado State University three-dimensional cloud mesoscale model. Part II: An ice phase parameterization // J. Rech. Atmos. — V. 16, No 3. — P. 295—320.

Dovgalyuk Yu. A., Zatevakhin M. A., Stankova E. N., 1994. Numerical simulation of a buoyant thermal using the k-ε turbulence model // J. Appl. Met. — V. 33, No 9. — P. 1118—1126.

Favre A., 1969. Equations statistiques des gas turbulents // Проблемы гидродинамики и механики сплошной среды. — М.: Наука, с. 483—511.

Grell G., Dudhia J., Stauffer D., 1995. A description of the fifth-generation penn state/NCAR mesoscale model (MM5). — NCAR Tech. Notes 398+STR, NCAR, Boulder/CO.

Hall W. D., 1980. Detailed microphysical model within a two-dimensional dynamic framework: Model description and preliminary results // J. Atm. Sci. — V. 37, No. 10. — P. 2486—2507.

Kessler E., 1969. On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations // Met. Monographs. — V. 10, No. 32. — 84 p.

- Khairoutdinov M. E., Kogan Y. L., 1999. Large-eddy simulation model with explicit microphysics: Validation against aircraft observations of a stratocumulus-topped boundary layer // *J. Atm. Sci.* — V. 56. — P. 2115—2131.
- Klemp J. B., Wilhelmson R. B., 1978. The simulation of three-dimensional convective storm dynamics // *J. Atm. Sci.* — v. 35, No 6. — P. 1070—1096.
- Kogan E. L., 1991. The simulation of convective cloud in 3D model with explicit microphysics. Part I: Model description and sensitivity experiment // *J. Atm. Sci.* — V. 48, No 9. — P. 1160—1189.
- MacCormack R. W., 1969. The effect of viscosity in hypervelocity impact cratering // *AIAA paper* 69—354.
- Mansell E. R., MacGorman D. R., Ziegler C. L., Straka J. M., 2005. Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm // *J. Geophys. Res.* — V. 110, D12101, doi: 10.1029/2004 JD 005287.
- McQueen J. T., Draxler R. R., Stunder B. J. B., Rolph G. D., 1997. An overview of the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) as applied at the NOAA / Air Resources Laboratory. — NOAA Tech. Memorandum ERL ARL-220. — 50 p.
- Meyers M. P., Walko R. L., Harrington J. Y., Cotton W. R., 1997. New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II: The two-moment scheme // *Atm. Res.* — V. 45, No. 1. — P. 3—29.
- Miller M. J., Pearce R. P., 1974. A three-dimensional primitive model of cumulonimbus convection // *Quart. J. Roy. Met. Soc.* — V. 100, No 424. — P. 155—162.
- Neggers R. A. J., Jonker H. J. J., Siebesma A. P., 2003. Size statistics of cumulus cloud populations in large-eddy simulations // *J. Atm. Sci.* — V. 60. — P. 1060—1074.
- Pastushkov R. S., 1975. The effects of vertical wind shear on the evolution of convective clouds. — *Quart. J. Roy. Met. Soc.* — V. 101. — P. 281—291.
- Rawling F., 1982. A numerical study of thunderstorm electrification using a three-dimensional model incorporating the ice phase // *Quart. J. Roy. Met. Soc.* — V. 108, No 458. — P. 779—800.
- Scavuzzo C. M., Avila E. E., Caranti G. M., 1995. Cloud electrification by fracture in ice — ice collisions: a 3D-model // *Atm. Res.* — V. 37, No. 2. — P. 325—342.
- Scavuzzo C. M., Masuelli S., Caranti G. M., Williams E. R., 1998. A numerical study of thunderstorm cloud electrification by graupel — crystal collisions // *J. Geophys. Res.* — V. 103, No D12. — P. 13963—13973.
- Skamarock W. C. et. al., 2005. A description of the advanced research WRF, version 2. — *NCAR Tech. Note.* — 100 p.
- Steppeler J. et. al., 2003. Meso-gamma scale forecasts using the nonhydrostatic model LM // *Met. Atm. Phys.* — V. 82. — P. 75—96.
- Trentmann J. et. al., 2007. Multi-model simulations of a convective situation in mountainous terrain / *Proc. Conference on Alpine Meteorologie, Chambery Frankreich, 04.06. — 08.06.2007.*

Tripoli G. J., Cotton W. R., 1982. The Colorado State University three-dimensional cloud mesoscale model. Part I. General theoretical framework and sensitivity experiments // *J. Rech. Atm.* — V. 16, No 3. — P. 185—250.

Walko R. L., Cotton W. R., Meyers M. P., Harrington J. Y., 1995. New RAMS cloud microphysics parameterization. Part I: The single-moment scheme // *Atm. Res.* — V. 38, No 1. — P. 29—61.

Ziegler C. L., McGorman D. R., Dye J. E., Ray R. S., 1991. Model evaluation of noninductive graupel — ice charging in the early electrification of a mountain thunderstorm // *J. Geophys. Res.* — V. 96, No D7. — P. 12 833—12 855.

**ВОЗМОЖНОСТИ ПОВЫШЕНИЯ КАЧЕСТВА ИНФОРМАЦИИ  
О ДОЖДЯХ, ПОЛУЧАЕМОЙ С ПОМОЩЬЮ СПУТНИКОВОЙ  
РАДИОЛОКАЦИОННОЙ АППАРАТУРЫ**

*В. Д. Степаненко, В. Н. Емельянова, Ю. А. Довгалюк*

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

*Дается теоретическое обоснование многоволнового радиолокационного метода измерений интенсивности дождей по ослаблению радиоволн для РЛС, установленной на ИСЗ TRMM и работающей на трех длинах волн:  $\lambda_1 = 2,17$  см,  $\lambda_2 = 0,32$  см и  $\lambda_3 = 0,85$  см.*

*Приводятся результаты расчетов значений интенсивности дождей, меньше которых измерения невозможны. Полученные данные показывают, что при использовании предложенного метода можно заметно повысить качество информации об интенсивности дождей по сравнению с аналогичной информацией, получаемой по данным о радиолокационной отражаемости.*

**SOME POSSIBILITY IMPROVING QUALITY INFORMATION  
ABOUT RAINS OBTAINING BY SATELLITE RADAR**

*V. D. Stepanenko, V. N. Emeljanova, Yu. Dovgaljuk*

Voeikov Main Geophysical Observatory

*The theoretical basis of multiwaves method of rain intensity measuring, using microwaves attenuation, by satellite radar on TRMM, operated simultaneously at  $\lambda_1 = 2,17$  cm,  $\lambda_2 = 0,32$  cm и  $\lambda_3 = 0,85$  cm, is presented.*

*Calculation results of minimum rain intensity, which lesser than threshold level of this one, impossible for measuring, are obtained.*

*The results received shown that the use of multiwaves method gives substantial better quality of information on rain intensity compared with that of estimated on the basis of radar reflectivity.*

В ноябре 1997 г. в США спутник TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) был выведен на круговую околоэкваториальную орбиту с наклоном  $30^\circ$  и высотой  $H = 300...350$  км. (Simpson, 1988). В состав спутниковой аппаратуры TRMM для измерения характеристик дождей входит специальный метеорологический радиолокатор. Определение интенсивности дождей ( $I$ ) производится с помощью алгоритмов, основанных на измерении либо отражаемости дождей, либо ослабления радиоволн в дожде.

В работе Степаненко и др. (1999) по разработанной авторами методике была проведена теоретическая оценка эффективности радиолокационного обнаружения облаков и определения характеристик осадков с ИСЗ, находящегося на околополярной орбите, ( $H = 300$  км), применительно к проекту TRMM. В связи с этим возникла необходимость оценки эффективности обнаружения не только дождей, но и снегопадов и определения их интенсивности по радиолокационной отражаемости  $Z$ . Соответствующее теоретическое исследование этого вопроса было проведено в указанной выше работе.

В табл. 1 приведены основные технические параметры действующего метеорадиолокатора TRMM, работающего на длине волны  $\lambda_1 = 2,17$  см, а также технические параметры перспективных спутниковых РЛ, работающих на  $\lambda_2 = 0,32$  см и  $\lambda_3 = 0,85$  см, данные о которых заимствованы из работы Appendix (1990).

Расчеты проводились для разных форм дождевых облаков, наблюдавшихся в различных районах земного шара.

В работе Simpson (1988) указывалось, что спутниковая РЛС выдает информацию о дождях, выпадающих в тропической и субтропической зонах, в полосе  $30^\circ$  с. ш. —  $30^\circ$  ю. ш.



Таблица 1

## Основные технические параметры спутниковых РЛС проекта TRMM

Технический параметр	$\lambda$ см		
	2,17	0,85	0,32
Излучаемая мощность импульса, $P_t$ кВт	23	4	2
Длительность зондирующего импульса после сжатия в приемнике, $\tau$ мкс	1,7	3,3	3,2
Чувствительность приемника, $P_{\min}$ Вт	$4,0 \cdot 10^{-14}$	$5,0 \cdot 10^{-14}$	$6,0 \cdot 10^{-14}$
Ширина диаграммы направленности антенны игольчатого типа, $\Theta^\circ$	0,7	0,2	0,12
Потери в приеме-передающем тракте, дБ	-4	-5	-6,5
Углы сканирования антенны, $\gamma^\circ$	20;45	20;45	20;45

Определение интенсивности дождей производится либо по радиолокационной отражаемости  $Z$ , либо по ослаблению радиоволны  $\lambda_1 = 2,17$  см в атмосфере ( $\alpha_r$ ), и в зонах дождей ( $\alpha_d$ ). При этом нет информации о том, какие алгоритмы связи между коэффициентом ослабления в дожде и интенсивностью дождя используются в настоящее время (Simpson, 1988).

В связи с этим рассмотрим возможности повышения качества данных об интенсивности дождей в случае применения трехдиапазонной МРЛ, предполагаемой для установки на ИСЗ TRMM.

Согласно работам Степаненко (1973), Степаненко и др. (2002) рабочей формулой для определения искомых значений интенсивности осадков ( $\bar{I}$ ) и водности облаков ( $\bar{w}$ ) является следующее соотношение:

$$\bar{I} = \frac{\frac{A - B}{2(R_2 - R_1)} - (\alpha_A - \alpha_B) - \bar{w}(\alpha_{1A} - \alpha_{1B}) - 10 \lg \left( \frac{Z_1}{Z_2} - \frac{Z'_1}{Z'_2} \right)}{(\alpha_{2A} - \alpha_{2B})}. \quad (1)$$

Здесь  $(A - B)$  — отношения эхо-сигналов от облаков и дождей, расположенных на расстояниях  $R_1$  и  $R_2$ , измеренных соответственно на волнах  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$ ;  $\alpha_A$  и  $\alpha_B$  — удельные коэффициенты ослабления, характеризующие ослабление радиоволн в безоблачной атмосфере;  $\alpha_{1A}$  и  $\alpha_{1B}$  — ослабление в облаках с водностью  $\bar{w}$ ;  $\alpha_{2A}$  и  $\alpha_{2B}$  — ослабление в дождях.

В случае рэлеевского рассеяния между значениями отражаемости имеют место следующие соотношения:  $Z_1 \approx Z'_1$  и  $Z_2 \approx Z'_2$  (штрихами обозначены величины, относящиеся ко второй паре длин волн). Тогда последнее слагаемое в числителе формулы (1) исчезает.

Для всех недождевых облаков  $I = 0$  и соотношение (1) решается относительно  $w$ .

При наличии дождевых облаков  $I \neq 0$ , и определение значений  $I$  производится на первом этапе с применением пары длин волн  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  по уравнению (1), а затем с помощью уравнения, которое после несложных преобразований для радиолокационных измерений на другой паре длин волн  $\lambda_1$  и  $\lambda_3$  можно записать в следующем виде:

$$\bar{w} = \frac{(C' - C) + (\Delta\alpha_d \Delta\alpha_0 - \Delta\alpha'_d \Delta\alpha'_0)}{(\Delta\alpha_1 \Delta\alpha_0 - \Delta\alpha'_1 \Delta\alpha'_0)}, \quad (2)$$

где

$$C = \frac{(A - B)\Delta\alpha'_d}{2(R_2 - R_1)} \quad \text{и} \quad C' = \frac{(A - B)\Delta\alpha_d}{2(R_2 - R_1)}.$$

Разности удельных коэффициентов ослабления радиоволн между первой и второй парами длин волн РЛС обозначены через  $\Delta$ : для безоблачной атмосферы  $\Delta\alpha_1$ , для облаков  $\Delta\alpha_0$ , для дождей  $\Delta\alpha_d$ .

В дальнейшем, подставляя найденные по формуле (2) значения  $\bar{w}$ , при помощи уравнения (1) находим искомое значение  $\bar{I}$ .

Возможность определения интенсивности дождей этим методом ограничивается погрешностями измерений средних значений эхо-сигналов. Используя при обработке значения эхо-сигналов для пар длин волн  $\lambda_1 = 2,17$  см и  $\lambda_3 = 0,85$  см, а также  $\lambda_1 = 2,17$  см  $\lambda_2 = 0,32$  см и полагая погрешность измерений мощности  $(A - B)$ , равной 3,0; 2,5; 2,0; 1,5 и 1,0 дБ, можно по формуле (1) найти ту минимальную интенсивность дождя  $\bar{I}_{\min}$ , меньше которой измерения значений  $I$  невозможны при данной толщине слоя ( $R_2 - R_1$ ) (табл. 2).

Таблица 2

Минимальные значения интенсивности дождей  $\bar{I}_{\min}$  (мм/ч),  
меньше которых радиолокационные измерения невозможны  
(рэлеевское рассеяние)

Длина волны	$\Delta(A - B)$ дБ	$R_2 - R_1$ км					
		0,5	1	2	3	4	5
$\lambda_1 = 2,17$ см, $\lambda_2 = 0,32$ см	3,0	2,95	1,91	0,64	0,38	0,25	0,18
	2,5	2,44	1,15	0,51	0,30	0,24	0,12
	2,0	1,52	0,90	0,38	0,21	0,12	0,07
	1,5	1,41	0,64	0,25	0,12	0,06	0,02
	1,0	0,90	0,38	0,12	0,04	0,00	0
$\lambda_1 = 2,17$ см, $\lambda_3 = 0,85$ см	3,0	12,90	6,30	3,00	1,90	1,61	1,10
	2,5	11,10	5,42	2,70	1,70	1,20	0,90
	2,0	9,10	4,50	2,00	1,30	0,91	0,80
	1,5	6,62	3,20	1,70	0,91	0,85	0,45
	1,0	3,31	2,02	0,91	0,77	0,57	0,23

Из анализа табл. 2 видно, что при работе спутниковый РЛС на  $\lambda_1 = 2,17$  см и  $\lambda_2 = 0,32$  см информация об интенсивности дождей получается более качественной по сравнению с информацией, получаемой при работе РЛС на  $\lambda_1 = 2,17$  см и  $\lambda_3 = 0,85$  см.

При этом требуется обеспечить погрешность измерения эхосигналов не более 1—1,5 дБ на каждой паре длин волн. Однако следует учитывать и влияние ослабления радиоволн при их распространении внутри дождевых облаков на отношение сигнал/шум, а следовательно, на радиолокационное обнаружение с ИСЗ дождей различной интенсивности (Степаненко и др., 1999).

Теперь рассмотрим вопрос о погрешности определения интенсивности дождей по их радиолокационной отражаемости.

В работе Степаненко (1973) показано, что без учета влияния флуктуаций диэлектрической проницаемости воздуха на трассе зондирования  $(\Delta Z/Z)_{\max} = 0,57$ , а для вероятной погрешности  $(\Delta Z/Z)_{\text{вер}} = 0,3$ .

Принимая среднюю квадратическую флуктуацию эхосигнала равной приблизительно 1 дБ на расстоянии до 40—50 км, получаем:

$$(\Delta Z/Z)_{\max} = 83 \%, \quad (\Delta Z/Z)_{\text{вер}} = 40 \%.$$

Максимальную относительную погрешность радиолокационного определения интенсивности осадков можно найти, используя соотношения типа  $Z = A\Gamma^b$ . Тогда  $(\Delta I/I)_{\max} = (\Delta Z/Z + \Delta A/A)b^{-1}$  и не зависит от интенсивности дождя.

Если применить соотношение  $Z = 220I^{1,6}$  для всех типов дождей и считать концентрацию капель известной ( $N = 500 \text{ м}^{-3}$ ), а вид функции  $N(D)$  неизвестным, то, согласно работе Дадали и др. (1969), для диапазона длин волн  $\lambda = 2...10$  см получим  $(\Delta I/I)_{\max} \approx 220 \%$ .

В случае когда неизвестны и  $N$  и  $N(D)$ , максимальная погрешность может быть еще больше:  $(\Delta I/I)_{\max} \approx 600 \%$ .

Теперь проведем оценку максимальной погрешности определения интенсивности дождей  $I_{\max}$  с использованием двухдиапазонных РЛС, работающих на  $\lambda_1 = 2,17$  см и  $\lambda_3 = 0,85$  см, а также на  $\lambda_1 = 2,17$  см и  $\lambda_2 = 0,32$  см. Для этого, продифференцировав уравнение (1) и перейдя к конечным приращениям, получим соотношение для определения абсолютной погрешности измерения интенсивности дождя:

$$\begin{aligned} \Delta I_{\max} = & \frac{2(R_2 - R_1)(\alpha_{1,a} - \alpha_{1,b})\Delta(A - B) + 2(R_2 - R_1) \times \\ & \times [\Delta R(\alpha_{1,a} - \alpha_{1,b}) + \Delta\alpha_1(R_2 - R_1)]}{[2(R_2 - R_1)(\alpha_a - \alpha_b)]^2} + \\ & + \frac{(\alpha_{1,a} - \alpha_{1,b})\Delta\alpha - \Delta\alpha_1(\alpha_{1,a} - \alpha_{1,b})}{(\alpha_{1,a} - \alpha_{1,b})^2}. \end{aligned} \quad (3)$$

При выводе уравнения (3) предполагалось, что  $w = 0$ , так как измерения проводятся в слое ниже изотермы  $0 \text{ }^\circ\text{C}$  (слой таяния гидрометеорных частиц) и взвешенные облачные частицы, размер которых гораздо меньше размеров дождевых капель, вносят при рэлеевском рассеянии пренебрежимо малый вклад в общий суммарный эхо-сигнал (дождевые капли плюс взвешенные облачные капельки).

При решении уравнения (3) необходимо знать коэффициенты ослабления используемых радиоволн при их распространении в безоблачной атмосфере и в дождях. Эти данные представлены в табл. 3 (Степаненко, 1973).

Теперь представляется возможным по формуле (3) определить искомые значения  $\Delta I_{\max}$ . Сначала проведем расчеты для пары длин волн  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$ . При этом будем полагать:  $R_2 - R_1 = 5$  км,  $A - B = 10$  дБ,  $\Delta R = 0,4$  км. На длине волны  $\lambda_1 = 2,17$  см  $\alpha_d = 0,03 \frac{\text{дБ/км}}{\text{мм/ч}}$ ,  $\Delta\alpha_2 = 0,015$  дБ/км. На длине волны  $\lambda_3 = 0,85$  см  $\alpha_{1r} = 0,25 \frac{\text{дБ/км}}{\text{мм/ч}}$ ;  $\Delta\alpha_T = 0,06$  дБ/км. Соответствующие значения указанных коэффициентов возьмем и для другой пары длин волн. Результаты расчетов  $\Delta I_{\max}$  представлены в табл. 4.

Таблица 3

**Значения удельных коэффициентов ослабления выбранных длин микрорadiоволн в безоблачной атмосфере и в дождях**

Длина волны	Удельный коэффициент ослабления	
	в газах атмосферы, $\alpha$ дБ/км	в дождях, $\alpha \frac{\text{дБ/км}}{\text{мм/ч}}$
$\lambda_1 = 2,17$ см	$\alpha_1 = 0,013$	$\alpha_1 = 0,03$
$\lambda_2 = 0,32$ см	$\alpha_2 = 0,14$	$\alpha_2 = 1,00$
$\lambda_3 = 0,85$ см	$\alpha_3 = 0,06$	$\alpha_3 = 0,25$

Таблица 4

**Абсолютные максимальные погрешности  $\Delta I_{\max}$  (мм/ч) определения интенсивности дождей по ослаблению выбранных двух пар длин микрорadiоволн при разных погрешностях измерения отношений эхо-сигналов  $\Delta(A - B)$**

Длина волны	$\Delta(A - B)$ дБ		
	1,0	1,5	3,0
$\lambda_1 = 2,17$ см, $\lambda_2 = 0,32$ см	0,17	0,22	0,31
$\lambda_1 = 2,17$ см, $\lambda_3 = 0,85$ см	1,43	1,65	2,33

Для сопоставления данных табл. 4 с данными определения  $I$  по радиолокационной отражаемости  $Z$  перейдем к использованию относительных погрешностей определения интенсивности дождей  $(\Delta I/I)_{\max}$ . Для этого воспользуемся характеристиками дождей, представленными в табл. 5 (Степаненко и др., 2002).

Теперь можно легко найти относительные погрешности определения интенсивности дождя как отношение представленных в табл. 4 значений  $\Delta I$  к средним значениям  $\bar{I}$ , приведенным в нижней строке табл. 5. Результаты представлены в табл. 6.

Таблица 5

**Качественная и количественная характеристики дождей различной интенсивности**

Характеристика	Градации интенсивности дождя			
	Слабый	Умеренный	Сильный	Очень сильный
Интенсивность дождя, $I$ мм/ч	0,25—1,0	1,0—4,0	4,0—15,0	15—50
Среднее значение в диапазоне интенсивностей, $\bar{I}$ мм/ч	0,63	2,6	9,6	32,6

Таблица 6

**Максимальная относительная погрешность  $(\Delta I/I)_{\max}$  (%) определения интенсивности дождей по ослаблению микрорадиоволн двухдиапазонных спутниковых РЛС при различных погрешностях измерения отношений эхо-сигналов  $\Delta(A - B)$**

$I$ мм/ч	$\Delta(A - B)$ дБ					
	1,0	1,5	3,0	1,0	1,5	3,0
	$\lambda_1 = 2,17$ см, $\lambda_2 = 0,32$ см			$\lambda_1 = 2,17$ см, $\lambda_3 = 0,85$ см		
0,63	26,0	35,0	49,0	21,0	24,4	35,2
2,6	7,0	8,5	11,9	51,0	59,0	85,0
9,6	1,7	2,3	3,2	13,0	16,0	23,0
32,6	0,5	0,7	0,9	4,0	5,0	7,0

Из сопоставления данных табл. 6 с приведенными выше значениями относительной максимальной погрешности определения интенсивности дождя по радиолокационной отражаемости хорошо видно, что последние гораздо больше, чем аналогичные погрешности, относящиеся к методу, основанному на определении ослабления микрорадиоволн.

Таким образом, проведенные количественные оценки позволяют сделать вывод о том, что качество радиолокационной информации об интенсивности дождей, получаемой с ИСЗ, при обработке данных с использованием предложенной в настоящей работе методики, будет заметно повышено благодаря уменьшению погрешности определения интенсивности дождей.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дадали Ю. А., Мальбахова И. М., 1969. О характере рассеяния и ослабления микрорадиоволн в осадках. — Труды ВГИ, вып. 13, с. 21—29.

Степаненко В. Д., 1973. Радиолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеоиздат. — 343 с.

Степаненко В. Д., Довгалюк Ю. А., Качурин Л. Г., Емельянова В. Н., Синькевич А. А., 1999. Особенности радиолокационного обнаружения атмосферных осадков с ИСЗ. — Труды ГГО, вып. 547, с. 126—138.

Степаненко В. Д., Шалдаев С. Е., Мельник Ю. А., 2002. Возможности определения водности и интенсивности дождей по затуханию радиоволн с помощью многоволнового радиолокационного метода. Труды 16—19-го Всероссийских симпозиумов «Радиолокационное исследование природных сред». Вып. 2. — СПб., с. 250—254.

Simpson J., ed., 1988. Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) / NASA, 93 p.

Workshop to evaluate the need for a rain radar in polar orbit for GEWEX. Appendix B. 1990, WCR-37, WMO/TD-N 369.

УДК 551.594.2/506.3

**СТАТИСТИЧЕСКИЕ ОЦЕНКИ ВЛИЯНИЯ РАЗЛИЧНЫХ  
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ НА ГРАДИЕНТ  
ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОТЕНЦИАЛА АТМОСФЕРЫ**

*И. Б. Попов*

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

*На основании данных многолетних наземных измерений градиента потенциала атмосферного электрического поля проведены исследования его изменчивости при различных метеорологических явлениях. Изложена методика обработки данных. Результаты работы могут использоваться в задаче выделения глобальных электрических вариаций, а также для развития методов обработки данных сетевых наблюдений.*

**STATISTICAL ESTIMATIONS OF VARIOUS  
METEOROLOGICAL PHENOMENA INFLUENCE ON  
ATMOSPHERIC ELECTRICAL POTENTIAL GRADIENT**

*I. B. Popov*

Voeikov Main Geophysical Observatory

*Variability of an atmospheric electrical potential gradient affected by various meteorological phenomena is investigated on the basis of long-term ground-based measurements data. A technique of data analysis is presented. Obtained results can be applied for recovery of global electrical variations and also for development of network observations data processing methods.*

Регулярные измерения градиента электрического потенциала приземного слоя атмосферы (ГП) проводятся на сети Росгидромета с 1958 г. Результаты измерений неоднократно исследовались,



при этом большое внимание уделялось оценкам многолетнего хода ГП (Шварц, Огуряева, 1986; Климин, Шварц, 1996), в том числе с целью определения изменений параметров глобальной электрической цепи (ГЭЦ).

Интерес к этой проблеме в последнее время вновь усилился в связи с выдвинутой гипотезой о механизме влияния на климат солнечной активности посредством модуляции параметров ГЭЦ (Harrison, 1997). Гипотеза основана на обнаруженной по данным спутниковых наблюдений связи между интенсивностью космического излучения, являющегося основным источником ионизации средних и верхних слоев тропосферы, и степенью облачного покрова, определяющего радиационный баланс атмосферы. Согласно предложенному механизму, в периоды солнечной активности уменьшение интенсивности космического излучения (Форбуш-понижение) приводит к возрастанию напряженности электрического поля в тропосфере, оказывая значительное влияние на микрофизические процессы формирования облачных частиц. Для дальнейшего развития этой гипотезы полезным является привлечение непосредственной информации о глобальных изменениях ГП.

Однако однозначная интерпретация данных наземных измерений ГП затруднена большой изменчивостью электрического состояния атмосферы, связанной в основном с локальными источниками возмущений — электрически заряженными частицами облаков, осадков, туманов, пыли и аэрозоля. Дополнительная сложность заключается в том, что измерения проводятся в так называемом электродном слое, обусловленном объемным зарядом вблизи поверхности земли, характеристики которого могут значительно варьировать в зависимости от метеорологических условий, загрязнения и турбулентного состояния приземного слоя атмосферы (Куповых и др., 1998).

По этой причине анализ глобальной составляющей вариаций ГП целесообразнее проводить по данным, полученным в слабо возмущенные периоды наблюдений. Для этого в практике исследований атмосферного электричества (АЭ) широко применяется критерий хорошей погоды, содержащий ограничения на ряд метеороло-

гических условий.<sup>1</sup> Однако его основным недостатком является значительное сокращение объема анализируемых данных. В то же время критерий не позволяет полностью исключить из обработки периоды действия локальных источников возмущения, которые сложно выявить на основании стандартной метеорологической информации. Поэтому требуют развития более обоснованные методы обработки данных сетевых наблюдений, включающие, в том числе, статистически значимые оценки воздействия на ГП различных метеорологических параметров. В настоящей работе рассмотрена методика получения таких оценок на основании результатов измерений среднечасовых значений ГП на станции Воейково при различных метеорологических явлениях.

### Методика проведения исследований

Исходной для анализа являлась информация банка данных «Атмосферное электричество», включающая период измерений среднечасовых значений ГП  $V'$  в Воейково с 1966 по 2007 г., и стандартная метеорологическая информация за период с 1989 по 2007 г.

Здесь следует отметить особенность структуры хранимой в банке данных информации, которая позволяет заносить только одно метеорологическое явление, имевшее место в каждый час наблюдений. Из нескольких явлений выбирается наиболее значимое для измерений АЭ, т. е. сопровождающееся наибольшими электрическими возмущениями. Оценка значимости выражается рангом явления, указанным в первом столбце табл. 1. Ранжирование основано на общих представлениях об интенсивности процессов формирования объемных электрических зарядов вблизи поверхности земли под действием того или иного явления. Хотя результаты исследований и могут быть в некоторой степени ис-

---

<sup>1</sup> Под критерием хорошей погоды обычно подразумевается отсутствие в периоды наблюдений осадков, мглы, тумана, нижней облачности при общей облачности не более трех баллов, скорости ветра до 6 м/с, дальности видимости не менее 20 км. Дополнительно вводится ограничение на интервал изменений ГП — от 0 до 500 В/м.

кажены используемыми традиционными оценками<sup>1</sup>, однако размеры анализируемых выборок достаточно велики для того, чтобы полагать возможное искажение незначительным. Вместе с тем, полученная информация позволит статистически обосновать или скорректировать используемую систему рангов.

Исследования влияния конкретного явления проводились на основании изучения статистических характеристик величины  $\delta V'$ , вычисляемой по формуле

$$\delta V' = (V' - V'_0)/V'_0,$$

где  $V'_0$  — некоторое типичное значение  $V'$ . Поскольку ГП испытывает суточные и годовые колебания, для уменьшения их влияния на статистику  $\delta V'$  в качестве  $V'_0$  принималось вычисленное отдельно для каждого часа каждого месяца среднее значение  $V'$ . В расчете использовались все занесенные в банк данные о величине  $V'$ , удовлетворяющие условию

$$V'_{5\%}(h, m) \leq V' \leq V'_{95\%}(h, m),$$

где  $V'_{5\%}(h, m)$  и  $V'_{95\%}(h, m)$  — соответствующие нижним индексам процентилю вариационного ряда, построенного отдельно для каждого часа  $h$  каждого месяца  $m$ . Применение такого усечения обосновано спецификой наблюдений АЭ. Не вдаваясь в подробности, отметим, что имеющиеся протяженные «хвосты» в распределении  $V'$  могут быть связаны как с действием мощных локальных источников электрических возмущений, так и со случайной ошибкой измерений, поэтому при расчете  $V'_0$  их влияние целесообразно уменьшить.

Далее по рядам данных наблюдений, для которых в банке данных занесена метеорологическая информация, проведен анализ распределений величины  $\delta V'$  в выборках, соответствующих различным метеорологическим явлениям. На основании проверки гипотезы равенства средних значений в каждой из таких вы-

---

<sup>1</sup> Значимость явления может оказаться завышенной в результате частого действия в те же периоды наблюдений явлений с меньшим принятым рангом, но в действительности с большей интенсивностью вносимых электрических возмущений.

борок и в выборке, включающей периоды наблюдений в отсутствие явлений<sup>1</sup>, определялась значимость электрических возмущений, вносимых в период действия конкретного явления, на фоне вариации ГП при их отсутствии.

### Результаты исследований

На рис. 1 приведен суточный ход величины  $V'_0$  в феврале и августе. Для холодного периода года зависимость имеет вид простой волны, в теплый период наблюдаются утренний и вечерний максимумы, временной интервал между которыми зависит от продолжительности светового дня. Подобный ход характерен для материковых станций, расположенных в местах с высокой концентрацией примесей в атмосфере (Israel, 1973).

Далее обратимся к результатам расчета статистических характеристик величины  $\delta V'$ , представленным в табл. 1. В целом имеется хорошее соответствие между рангом метеорологического

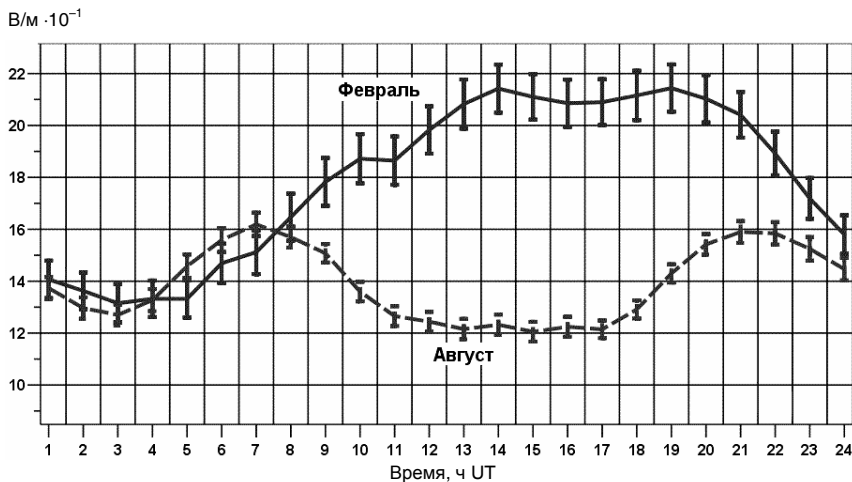


Рис. 1. Суточный ход усеченного среднего значения ГП в Воейково по данным за 1966—2007 гг.

Вертикальными отрезками обозначен 95 %-ный доверительный интервал.

<sup>1</sup> Далее по тексту под этим подразумевается отсутствие перечисленных в табл.1 метеорологических явлений.

явления и величиной отклонения от нуля средних значений  $\delta V'$  (более высокие ранги соответствуют большим отклонениям), также наблюдается тенденция роста вместе с рангом значения стандартного отклонения в выборке. В отсутствие явлений отклонение среднего от нуля имеет минимальное, но статистически значимое, абсолютное значение; стандартное отклонение также относительно невелико. Таким образом, использование принятой для проведения статистического анализа величины  $\delta V'$  можно считать вполне обоснованным.

Для проверки рассмотренной выше гипотезы проводилось исследование разности средних значений  $\delta V'$  в соответствующих выборках. Гипотеза отвергалась в том случае, когда нуль не входил в границы 95-процентного доверительного интервала разности средних значений. На основании этого критерия гипотеза была отвергнута во всех случаях за исключением выборки, соответствующей явлению мгла.

Наблюдаемые в случае отсутствия явлений значительные экстремальные значения величины  $\delta V'$  и соответствующие им значения  $V'$  порядка  $\pm 3000$  В/м могут быть связаны как с некоторой произвольностью определения времени начала и окончания явлений, так и с возможной нестабильностью измерительной аппаратуры, вызванной продолжительным действием осадков. Как следует из данных табл. 2, средние значения  $\delta V'$  в час наблюдений, когда явления отсутствовали, значительно ниже, если в предыдущие часы имели место осадки. Однако даже в отсутствие явлений за два часа до наблюдений и в последующий час (третья строка табл. 2), значения  $V'$  могут значительно отклоняться от среднего. Дополнительные исследования случаев с экстремальными значениями показали, что в такие периоды обычно наблюдалась развита кучевая облачность, нередко за 3—4 часа до этого была гроза. Возможно, некоторую роль здесь может играть инерционность процессов рассеяния объемных зарядов после окончания грозы.

Для более подробного исследования влияния облачности разных форм на статистические характеристики  $\delta V'$  в табл. 3 приведены результаты соответствующих расчетов и расчетов в отсутствие нижней облачности. Как видно из таблицы, появление нижней облачности приводит в среднем к уменьшению величины  $\delta V'$ , более существенному при значительной облачности. Наибольшие возмущения ГП связаны с кучево-дождевыми облаками.

Таблица 1

Исходные ранги исследуемых метеорологических явлений и соответствующие им статистические характеристики  $\delta U$

Метеорологическое явление	Ранг	Число часов	Среднее	Медиана	Станд. откл.	Мин.	Макс.	Асимметрия	Экспесс
Нет явлений	0	61356	0,07	0,05	0,79	-20,81	21,01	-1,00	71,63
Дымка	1	14196	-0,33	-0,23	1,25	-15,18	17,58	-1,27	19,63
Иней	2	15057	0,48	0,38	0,79	-5,18	6,86	0,86	3,5
Изморозь зернистая	3	1151	0,20	0,17	0,80	-3,34	3,63	0,22	2,03
Изморозь кристаллическая	4	3926	0,52	0,39	1,06	-10,56	6,13	0,01	8,04
Туман (все формы)	5	3777	0,54	0,54	1,38	-13,31	7,75	-0,81	7,66
Мгла	6	328	0,16	0,12	0,65	-2,13	3,09	0,56	3,02
Зерна/ крупя снежные/ ледяные	7	1100	-0,21	-0,27	0,96	-11,92	6,87	-1,84	35,86
Поземок	8	1336	-0,25	-0,43	1,82	-8,25	37,58	11,38	200,27
Снег мокрый	9	718	-0,41	-0,45	1,73	-8,05	16,47	1,25	16,7
Снег	10	2862	0,31	0,01	1,66	-13,12	23,04	3,45	31,99
Снег ливневый	11	7713	0,13	-0,12	1,75	-16,77	31,00	5,67	63,04
Снег ливневый мокрый	12	2126	-0,48	-0,43	2,07	-16,23	33,69	3,20	57,18
Метель (все формы)	13	548	1,99	0,39	5,37	-10,86	30,17	1,83	4,74
Морось	14	1257	-0,91	-0,79	1,26	-14,43	3,17	-1,94	15,31
Дождь	15	3035	-1,60	-1,00	2,22	-20,10	7,65	-2,56	10,44
Дождь ливневый	16	8766	-1,76	-1,00	2,90	-27,93	18,32	-1,72	8,48
Град <sup>1</sup>	17	16	-2,03	-1,12	2,76	-7,33	1,02	-0,92	-0,54
Гроза	18	748	-1,67	-0,37	4,80	-25,96	13,09	-1,36	4,12

<sup>1</sup> Гипотеза равенства средних для этой выборки и выборки, сформированной по данным в отсутствие явлений, не проверялась.

Таблица 2

**Статистические характеристики  $\delta V'$  в отсутствие явлений в час наблюдений и при различных условиях в предыдущие и последующие часы**

Условие	Число часов	Среднее	Медиана	Станд. откл.	Мин.	Макс.
Нет явлений в предыдущий час	55257	0,09	0,06	0,71	-16,49	18,81
Нет явлений в предыдущий и последующий час	48200	0,10	0,07	0,69	-16,49	18,81
Нет явлений в два предыдущих и последующий час	43910	0,11	0,07	0,63	-16,49	16,19
Осадки в следующий час и их отсутствие в предыдущий	2628	-0,17	-0,18	0,93	-8,73	12,47
Осадки в предыдущий час	3509	-0,28	-0,24	1,49	-17,25	21,01
Осадки в два предыдущих часа	2663	-0,34	-0,27	1,60	-17,25	21,01
Осадки в три предыдущих часа	1839	-0,43	-0,31	1,70	-17,25	21,01

Таблица 3

**Статистические характеристики  $\delta V'$  в отсутствие явлений в срок наблюдений, в предшествующий и последующий часы при разных форме и количестве облаков**

Форма	Балл	Число часов	Среднее	Станд. откл.	Минимум	Максимум
Отсутствует нижняя облачность		12920	0,25	0,60	-6,90	5,59
Cu	1—5	4732	0,12	0,61	-11,53	11,77
	6—10	2233	0,05	0,52	-5,73	3,91
Cb	1—5	220	0,06	0,87	-5,40	4,66
	6—10	566	-0,46	1,52	-13,54	5,59
St	1—5	45	0,12	0,52	-0,65	1,73
	6—10	347	-0,19	0,62	-1,81	2,14
Sc	1—5	3138	0,12	0,58	-5,96	4,66
	6—10	8958	-0,09	0,71	-13,54	5,59

## Заключение

Результаты применения рассмотренной методики совместной обработки данных об АЭ и метеорологической информации показали, что явления, связанные с появлением вблизи поверхности земли различных видов гидрометеоров, сопровождаются изменением электрического состояния приземного слоя атмосферы, отражающимся в статистически значимом отклонении ГП в периоды действия явлений от средних значений. Электрические заряды, переносимые при дожде и мокром снеге, имеют преимущественно отрицательный знак, при снеге и метелях — положительный, что согласуется с многочисленными результатами прямых измерений зарядов, переносимых каплями дождя и ледяными кристаллами. Однако даже в отсутствие осадков наблюдаются значительные вариации ГП, связанные, в том числе, с наличием облаков нижнего яруса.

В дальнейшем практическое использование полученных результатов в задаче выделения глобальных изменений ГП может заключаться в развитии комплексного метода совместной обработки АЭ и метеорологической информации. Метод может включать как критерии отбраковки данных, полученных в периоды действия особо возмущающих электрическое состояние атмосферы явлений, так и ряд весовых и поправочных коэффициентов для явлений, во время действия которых вариации ГП сопоставимы с вариациями при хорошей погоде.

Кроме того, предложенная методика может быть использована при проведении расширенного, в том числе с привлечением радиолокационной, радиометрической и грозопеленгационной информации, исследования влияния на ГП конвективной облачности, его изменчивости в предгрозовой стадии развития облака и разработки на основании наземных измерений ГП критериев грозоопасности с учетом искажающего действия различных метеорологических явлений.

Автор выражает благодарность Я. М. Шварцу за ценные замечания, высказанные при подготовке публикации.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Климин Н. Н., Шварц Я. М., 1992. Оценка трендов в рядах данных приземного атмосферного электричества за 1916—1992 годы. — Метеорология и гидрология, № 11, с. 20—28.



Куповых Г. В., Морозов В. Н., Шварц Я. М., 1998. Теория электродного эффекта в атмосфере. — Таганрог: Изд-во ТРГУ. — 122 с.

Шварц Я. М., Огуряева Л. В., 1987. Многолетний ход величины атмосферного электричества в приземном слое. — Метеорология и гидрология, № 7, с. 59—64.

Harrison R. G., 1997. Climate change and the global atmospheric electrical system — Atmos. Environ., V.31, p. 3483—3484.

Israel H., 1973. Atmospheric electricity (fields, charges, currents). — Jerusalem, Israel Program for Scientific Translation, V. 2. — 796 p.

УДК 551.58

**МЕТОДИКА РАСЧЕТА СОЦИАЛЬНОГО И  
ЭКОНОМИЧЕСКОГО РИСКОВ, СОЗДАВАЕМЫХ ОПАСНЫМИ  
ЯВЛЕНИЯМИ ПОГОДЫ**

*Н. В. Кобышева, Л. П. Галюк, Ю. А. Панфутова*

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

*Изложена эмпирическая методика расчета уязвимости и риска, создаваемых различными опасными метеорологическими явлениями. Для характеристики явления определяются его площадь охвата, время действия и степень агрессивности. Экономический риск связывается с ВВП, приходящимся на одного человека. Расчеты проводятся на примере оценки уязвимости и риска, создаваемого градом в Саратовской области.*

**ESTIMATING METHODS FOR SOCIAL AND ECONOMIC RISKS  
CAUSED BY DANGEROUS WEATHER EVENTS**

*N. V. Kobysheva, L. P. Galuk, J. A. Panfutova*

Voeikov Main Geophysical Observatory

*Empirical estimating methods for vulnerability and risk caused by dangerous weather events are considered. The scope, duration and aggressiveness degree of various weather events are estimated. Economic risk is connected with GDP for one person. The example of risk assessment caused by heavy hail on the Saratov region is given.*

В последнее время в связи с изменением климата и развитием научно-технического прогресса экономический ущерб, причиняемый опасными метеорологическими явлениями (ОЯ), заметно возрос. Опасные явления служат основной причиной аварий и

катастроф, связанных с метеорологическими факторами. Критерии ОЯ, определенные Росгидрометом, приведены в Руководящем документе «Инструкции. Критерии опасных гидрометеорологических явлений и порядок подачи штормового сообщения». Помимо РД, критерии ОЯ представлены в ГОСТе Р 22.0.03—95 («Безопасность в чрезвычайных ситуациях. Природные чрезвычайные ситуации. Термины и определения»).

Наиболее велики потери в тех случаях, когда ОЯ наблюдаются в районе хозяйственных объектов с потенциально опасным производством, инициируя техногенные аварии и катастрофы. По степени потенциальной опасности можно выделить объекты ядерной, химической, металлургической, горнодобывающей промышленности, уникальные инженерные сооружения (плотины, эстакады, нефте- и газохранилища), транспортные системы, перевозящие опасные грузы и большие массы людей, магистральные газо- и нефтепроводы, объекты оборонного комплекса (базы хранения вооружения, средств радиационной, химической и биологической защиты, объекты хранения ракетного топлива и горючего и т. п.) (Стратегические риски России, 2005).

Опасность погодно-климатических и техногенных катастроф усугубляется тем, что оборудование на многих объектах отработало свой срок. Например, в газовой промышленности степень износа оборудования достигла 70 %, в нефтяной — 80 %, в угольной превышает 60 %. Особенно тревожное положение наблюдается на магистральных газопроводах, проходящих по территории Самарской, Московской, Ростовской, Тульской, Калужской, Владимирской, Воронежской и Оренбургской областей (Стратегические риски России, 2005).

Серьезная опасность для значительной части населения связана с состоянием гидротехнических сооружений. Эти сооружения — зоны повышенного риска. В нижних бьефах водохранилищ и зонах возможного затопления проживает около 10 млн. человек. Затопление обширной территории может происходить вследствие повышения уровня водоема, в частности, из-за опасных ливней и обильного весеннего стока.

В ЖКХ стихийные бедствия из-за ветхости и некачественной подготовки инфраструктуры к отопительному сезону в 21 % случаев приводят к авариям.

Большую опасность представляют угольные шахты, где велико количество взрывов метана, угольной пыли, самовозгорания, которые могут быть обусловлены, в частности, и метеорологическими факторами.

Очевидно, что при такой зависимости экономики от климата возрастает ответственность за принятие климатообусловленных решений. Для этого следует оценить возможные риски, связанные с ОЯ, сопоставить их с величиной допустимого риска и принимать после этого решения об адаптации.

В настоящее время принята следующая общая формулировка риска: «Риск есть функция двух переменных — частоты и последствий нежелательного события» (Быков и др., 2004). Климатический риск обычно определяют как «вероятность негативных последствий или ожидаемых потерь, вытекающих из взаимодействия между погодно-климатическими опасностями и уязвимостью субъекта (климатозависимого объекта)».

Уязвимость субъекта (реципиента) — степень, до которой система является восприимчивой к неблагоприятным эффектам многочисленных взаимодействующих нагрузок.

Качественно уязвимость выражается в виде гибели людей, разрушений, нарушения инфраструктуры, а количественно — в виде ущерба, определенного в денежных и энергетических единицах или в долях ВВП.

Ущерб как количественная характеристика потерь от ОЯ может быть прямым и косвенным, или «вторичным». Последний означает потери и дополнительные затраты, которые понесут объекты, не попавшие в зону действия ОЯ, но связанные с необходимостью ликвидации последствий.

Потребители, как правило, считают оценку ущерба своей прерогативой. Однако гораздо больший эффект может быть достигнут при совместных со специалистами-климатологами расчетах. Польза от совместной деятельности возрастает в случаях возникновения вторичного ущерба. Например, оценка влияния ветра на последствия техногенно-природных катастроф (наводнения, пожары) может существенно сократить потери.

В теории рисков используются различные их классификации: по функциональному признаку (социальный, технический, экономический и др.);

по характеру поражающих объекты факторов (ударный, импульсный, нагрузочный);

по величине (чрезмерный, приемлемый, пренебрежимый).

Кроме того, выделяют индивидуальный и коллективный риски.

Различные виды рисков принято определять следующим образом (Быков и др., 2004).

Технический риск — вероятность отказа технических устройств с последствиями определенного уровня (класса).

Социальный риск, или  $F/N$  кривая — зависимость частоты  $F$  возникновения событий, в которых пострадало на определенном уровне не менее  $N$  человек, от величины  $N$ . Характеризует тяжесть последствий (катастрофичность) реализации опасностей.

Экономический риск — экономическая оценка вероятного вреда жизненно важным интересам личности, общества, государства и нации.

Индивидуальный риск — частота поражения отдельного человека в результате воздействия исследуемых факторов опасности аварий.

Потенциальный территориальный риск — частота реализации поражающих факторов аварии в рассматриваемой точке территории.

Коллективный риск — ожидаемое число людей, пораженных в результате возможных аварий за определенный период времени.

Приемлемый риск аварии — риск, уровень которого допустим и обоснован в соответствии с социально-экономическими соображениями. Риск эксплуатации объекта является приемлемым, если ради выгоды, получаемой от эксплуатации объекта, общество готово пойти на этот риск.

Недопустимый (чрезмерный) риск — риск, уровень которого недопустим даже ради выгоды, получаемой для общества в целом.

Данные классификации рисков используются при расчетах рисков и управления ими. Управление рисками заключается, прежде всего, в решении о допустимости или недопустимости полученного значения риска. На рис. 1 показаны области пренебрежимого, чрезмерного и приемлемого социального риска (Быков и др., 2004).

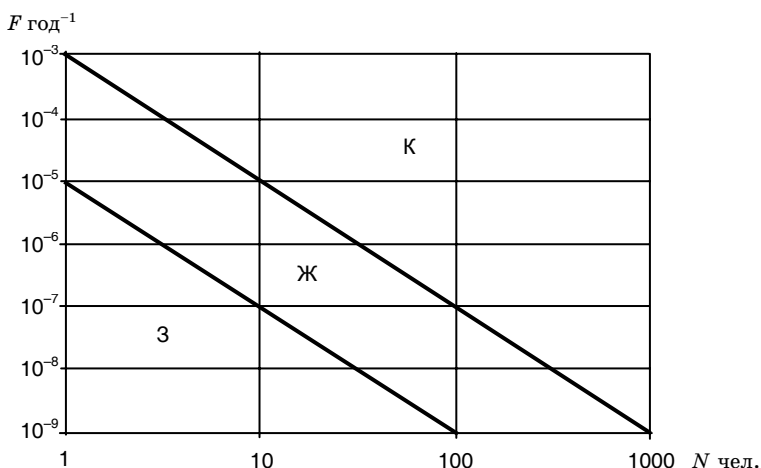


Рис. 1. Три области значений социального риска: недопустимый (красный) (К — красный), приемлемый (Ж — желтый) и пренебрежимый (З — зеленый).

$F$  — частота аварий, число смертей в которых превышает  $N$ ;  $N$  — число погибших.

Критерии уровней риска неодинаковы в разных странах, однако уровень риска смерти выше  $10^{-4}$  в год в качестве недопустимого признается всеми странами. В России предельно допустимым считается уровень  $10^{-5}$  (Быков и др., 2004).

Оценки ущербов и рисков обычно выполняются разными методами: эмпирическим, эвристическим (с помощью экспертных оценок), вероятностным (численное моделирование, байесовский подход).

В расчетах риска, обусловленного каждым ОЯ в отдельности, целесообразно использовать эмпирический метод.

В соответствии с приведенным выше определением риска его составляющими служат частота нежелательного события, в частности данного ОЯ, и вероятность уязвимости (ущерба) субъекта (реципиента) риска.

Реципиентом могут служить как некоторая административная единица (город, область, страна и т. п.), так и конкретный хозяйственный объект (электростанция, сельскохозяйственные угодья, жилая застройка и т. п.).

Частота (эмпирическая вероятность данного ОЯ)  $p_i$ , как известно, равна отношению  $n_i/N$ , где  $n_i$  — число случаев с  $i$ -м ОЯ на рассматриваемой территории,  $N$  — общее число наблюдений (для ОЯ, наблюдаемого не чаще одного раза в год, например для смерча,  $N$  равно числу лет или периоду наблюдений). Если конкретное ОЯ наблюдается несколько раз в год, то  $N$  также принимается равным общему числу лет. При этом  $n$  имеет смысл числа лет с явлением. При последующем расчете риска число случаев с ОЯ в году учитывается.

Уязвимость реципиента  $Y_i$  при расчете социального риска определяется по формуле

$$Y_{i \text{ соц}} = l \frac{s_i}{S}, \quad (1)$$

где  $s_i$  — площадь, охватываемая  $i$ -м ОЯ (км<sup>2</sup>);  $S$  — площадь всей территории (км<sup>2</sup>);  $l$  — число жителей, равномерно распределенных на данной территории.

Вероятность уязвимости, или попадания людей в зону действия ОЯ,  $P(Y_{i \text{ соц}})$  равна  $s_i/S$ .

Социальный риск на данной территории ( $R_{\text{соц}}$ ) определяется как произведение двух указанных выше составляющих:

$$R_{\text{соц}} = (n_i/N) \cdot (s_i/S). \quad (2)$$

Таким образом, риск следует понимать в данном случае как вероятность попадания числа людей равного  $l \cdot s_i/S$  в зону ОЯ в среднем за год.

Если реципиентом является область конкретного хозяйственного объекта площадью  $s_{об}$ , то формула уязвимости  $Y_{i \text{ соц}}^{об}$  усложняется и приобретает вид

$$Y_{i \text{ соц}}^{об} = (s_i/S) \cdot (s_{об}/S). \quad (3)$$

Расчет экономического риска вызывает ряд затруднений, так как обычно не удастся собрать систематические данные об ущербе, причиненном ОЯ. Трудно также составить полную и в то же время дифференцированную по ОЯ статистику числа погибших

жителей, поэтому приходится прибегать к косвенному методу оценки экономической уязвимости и экономического риска.

В этом случае экономические потери целесообразно соотносить с численностью населения. Это позволит к оценке уязвимости (ущерба) привлечь данные о ВВП и основном фонде, относящихся на одного человека. Предполагается, что ВВП жителей, попавших в зону действия ОЯ, как бы затрачивается на компенсацию ущерба, создаваемого ОЯ. Данный подход, по-видимому, впервые был предложен авторами при оценке рисков в работе Кобышевой и др. (2001) и далее использовался в ряде других работ.

Доля ВВП человека, попавшего в зону ОЯ, рассчитывается за время  $t$  (число дней), равное продолжительности ОЯ.

Для стихийных явлений (смерчи, град, опасный ливень) ущерб считается равным доле ВВП за весь год. Принимается во внимание следующее соображение: данные явления охватывают очень небольшую территорию и создают, казалось бы, сравнительно небольшой социальный риск (по числу людей, попавших в зону ОЯ). Однако, во-первых, люди, попавшие в зону, например, такого явления, как смерч, либо погибают, либо ощущают последствия этого не менее года. Во-вторых, таким явлениям сопутствуют значительные разрушения (размывание дорог, гибель посевов, разрушение зданий и сооружений и т. п.).

К особым случаям противоположного свойства следует отнести также такое ОЯ, как сильный дождь. Большая территория охвата обуславливает значительный социальный риск. Последствия для людей, попавших в зону продолжительных дождей, невелики и, как правило, смертельного исхода не наблюдается. Разрушения могут быть значительными только в особых условиях рельефа и хозяйствования на данной территории (например, наличие обширных посевов сельскохозяйственных культур, наличие транспортных коридоров и наземных нефтегазовых магистралей и др.). В этих случаях реальный ущерб может быть большим. В остальных случаях ущерб минимален по сравнению с другими ОЯ. При составлении, например, каталога ОЯ во ВНИИГМИ—МЦД такое явление, как сильный дождь, даже не считается опасным и в каталог не заносится.



Еще одной особенностью косвенного метода, предлагаемого авторами, является введение так называемого коэффициента агрессивности ОЯ. Очевидно, что сила воздействия разных ОЯ на объекты неодинакова. Трудно, к примеру, сравнивать действие смерча с действием сильного дождя. И то, и другое явление опасно, но смерч, несмотря на кратковременность и небольшую территорию охвата, вызовет значительно большие разрушения, чем сильный дождь. Затраты на восстановление объекта после прохождения смерча, естественно, превысят затраты, требующиеся на ликвидацию последствий сильного дождя. Это обстоятельство должно найти отражение в оценке величины уязвимости объекта.

С этой целью в формулу риска и экономической уязвимости вводится корректирующий коэффициент агрессивности ОЯ.

Поскольку агрессивность ОЯ «сильный ветер» занимает центральное положение (агрессивность других может быть как больше, так и меньше), для установления коэффициента агрессивности ОЯ, прежде всего, рассчитывается давление ветра, или ветровой напор по формулам

$$V_n = mV_{\max}^2/2, \quad (4)$$

или

$$V_n = V_{\max}^2/16. \quad (5)$$

Для скорости ветра 25 м/с (критерий ОЯ «сильный ветер»)  $V_n \approx 38 \text{ кг/м}^2$ . Воздействие этой предельной скорости ветра на некоторый условный объект принимается за основу, и коэффициент агрессивности  $K$  приравнивается к единице. По остальным явлениям также рассчитывается давление, оказываемое ими на объекты, и соответствующий коэффициент определяется как отношение данного давления к давлению ветра (табл. 1).

Таблица 1

Значения коэффициента агрессивности  $K$

Сильный ветер	Крупный град	Ливень	Сильный дождь	Смерч	Шквал	Сильная метель	Сильный гололед
1	3	0,03	0,002	6	1,4	0,8	2,5

В окончательном варианте формула для расчета экономической уязвимости хозяйственного объекта (руб./год) принимает вид

$$Y_{i\text{э}}^{\text{об}} = p_i \frac{s_i}{S} \frac{s_{\text{об}}}{S} kLA(t), \quad (6)$$

где  $A$  — сумма долей ВВП и основного фонда, приходящиеся на одного человека в 2007 г. (основной фонд можно считать примерно равным ВВП). Экономический риск соответственно равен

$$R_{i\text{об}} = p_i \frac{s_i}{S} \frac{s_{\text{об}}}{S}. \quad (7)$$

В качестве примера в табл. 2 приведены исходные данные и результаты расчета риска при выпадении опасного града на заданный объект в Саратовской области.

Более сложный расчет для смерчей, имеющих разную интенсивность, определяемую по шкале Фуджит, представлен в более ранней работе авторов (Галюк, Самолетова, 2008).

Следует иметь в виду, что уязвимость территории и объектов, подвергающихся воздействию ОЯ, зависит также от степени развития территории. Чем выше уровень развития экономики, тем больший ущерб причиняет ОЯ. Кроме того, уязвимость зависит от географических особенностей территории. Однако количественно это влияние в общем случае оценить не удастся.

Таблица 2

**Расчет риска при выпадении града на объект в Саратовской области**

Показатель риска	Значение
Повторяемость града $p_i$	0,2
Площадь Саратовской области $S$	100 200 км <sup>2</sup>
Площадь объекта	100 км <sup>2</sup>
$s_i/S$	$15 \cdot 10^{-5}$
Количество жителей области $m$	2 594 000
Коэффициент агрессивности явления $K$	3
Доля ВВП и основного фонда на одного человека $A$	350 400 руб.
Социальная уязвимость $Y_{i\text{соц}}$	<1
Экономический ущерб $Y_{\text{э}}$	$7,8 \cdot 10^5$ руб.
Экономический риск $R_{\text{э}}$	$3 \cdot 10^{-8}$

Тем не менее получаемые данным методом результаты позволяют составить представление о секторальных рисках и выделить зоны повышенных рисков, а также помогут разработать адаптационные мероприятия.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Быков А. А., Акимов В. А., Фалеев М. И., 2004. Нормативно-экономические модели управления риском. — Деловой экспресс, т. 1, № 2, с. 125—137.

Воробьев Ю. Л., Копылов Н. П., Щебеко Ю. Н. Нормирование рисков техногенных чрезвычайных ситуаций. — Деловой экспресс, т. 1, № 2, с. 116—124.

Галюк Л. П., Самолетова Н. А., 2008. Оценка риска, создаваемого смерчами для Волгодонской АЭС. — Труды ГГО, вып. 557, с. 225—230.

ГОСТ Р 22.0.03—95. Безопасность в чрезвычайных ситуациях. Природные чрезвычайные ситуации. Термины и определения.

Кобышева Н. В., Кобышев Е. А., 2001. Районирование территории России по степени опасности смерчей. — В кн.: Природные опасности России. Т. 5. Гидрометеорологические опасности. — С. 165—167.

Корнфорд С. Т., 1996. Социально-экономические последствия явлений погоды в 1995 г. — Бюллетень ВМО, т. 45, № 4, с. 447—467.

Руководящий документ, 2002. Инструкция. Критерии гидрометеорологических явлений и порядок подачи штормового сообщения. — СПб.: Гидрометеоиздат. — 28 с.

Стратегические риски России: оценки и прогноз, 2005 / Под общ. ред. Ю. Л. Воробьева. — Деловой экспресс. — 392 с.

Трбаевич В. М., 2004. Критерии рисков в странах ЕС. — Деловой экспресс, т. 1, № 2, с. 106—115.

УДК 551.588

**О СРАВНЕНИЯХ АКТИНОМЕТРИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА  
ФИРМЫ KIPP&ZONEN И ТАБЕЛЬНЫХ ПРИБОРОВ  
РОСГИДРОМЕТА**

*А. П. Бычкова, Л. В. Луцько, А. Д. Лыков, С. А. Соколенко*

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

*Рассматриваются результаты параллельных наблюдений и исследований, проведенных на экспериментальной базе ГГО в пос. Воейково в течение 2004—2006 гг. Анализ полученных данных показал сходимость результатов измерений актинометрами, пиранометрами и балансомерами в пределах погрешностей измерений.*

**ON COMPARISONS OF THE ACTINOMETRIC INSTRUMENTS  
PRODUCED BY THE FIRM KIPP&ZONEN AND AUTHORIZED  
INSTRUMENTS OF ROSHYDROMET**

*A. P. Bychkova, L. V. Lutsko, A. D. Lykov, S. A. Sokolenko*

Voeikov Main Geophysical Observatory

*Results of comparison between net-radiometers CNR1 (Kipp&Zonen) and M-10M (Russia) in experimental site MGO in Voeikovo during 2004—2006 years are considered. Analysis of observational data has shown mutual coincidence between pair of actinometers, pyranometers and that of balansometers which fall in the range of instrumental uncertainty.*

**Введение**

В последние годы в России все большее распространение получают зарубежные актинометрические приборы, в особенности приборы фирмы Kipp&Zonen (Нидерланды). Пиранометры этой

фирмы уже используются для измерения суммарной радиации на некоторых российских арктических станциях. Более того, наиболее вероятным поставщиком актинометрических приборов при реализации Проекта «Техническая модернизация организаций и учреждений Росгидромета» будет фирма Kipp&Zonen.

Известно, что приборы, выпускаемые разными фирмами, различаются по конструктивным параметрам и метрологическим характеристикам, что может сказываться на результатах измерений.

В свете сказанного становятся чрезвычайно важными исследования сравнимости показаний разнотипных приборов для оценки сходимости рядов наблюдений.

В течение 2004—2005 гг. на экспериментальной базе ГГО в пос. Воейково были проведены сравнения табельных актинометрических датчиков Росгидромета с актинометрическим комплексом фирмы Kipp&Zonen, представленным Президентом фирмы г-ном Беном А. Н. Дитеринком.

## 2. Методика сравнений

Актинометрические датчики, включенные в исследования по сравнению приборов, перечислены в табл. 1.

Датчики были размещены на крыше Актинометрического павильона (рис. 1).

Таблица 1

**Актинометрические датчики, представленные на сравнение**

Измеряемый параметр	Датчик	Представленный прибор	
		Фирмы Kipp&Zonen	ГГО
Прямая солнечная радиация	Пиргелиометр (актинометр)	СН1	М-3
Суммарная радиация	Пиранометр	СМ21, СМ-6	М-80М, «Пеленг СФ-06»
Рассеянная радиация	Пиранометр	СМ21	М-80М
Радиационный баланс	Балансомер	СНР1	М-10М



Рис. 1. Размещение актинометрического комплекса фирмы Kipp&Zonen *a)* на заднем плане на горизонтальном столе стоят незатеняемые пиранометры актинометры СН1 и М-3, один незатеняемый пиранометр СМ21 и затеняемые черсомеры на мачте:

Для установки пиранометров СМ21 и М-80М, измерявших рассеянную радиацию, и актинометров СН1 и М-3, измерявших прямую солнечную радиацию, использовалась следящая система фирмы Kipp&Zonen (тракер типа 2АР-G), которая обеспечивала автоматическое нацеливание актинометров на солнце и затенение пиранометров от прямой солнечной радиации. Затенение пиранометров осуществлялось зачерненными шарообразными экранами в соответствии с принятыми в обеих странах методиками, т.е. пиранометр СМ21 затенялся в телесном угле  $5^\circ$ , а пиранометр М-80М — в угле  $10^\circ$ .

На следящей системе был также установлен второй пиранометр СМ21 для измерения суммарной радиации (без затенения).



и приборов ГГО на крыше Актинометрического павильона в пос. Воейкове. М-80М и СФ-06, а также пиргеометр СГ4; в центре находится трекер, на котором установлены шарами пиранометры СМ21 и М-80М; слева внизу эталонный актинометр ГГО; б) баланс CNR1 (справа) и М-10М.

Кроме того, суммарная радиация измерялась пиранометрами М-80М и «Пеленг СФ-06» (далее СФ6). Балансомеры CNR1 и М-10М при сравнениях были установлены на мачте.

В ходе сравнений измерения проводились круглосуточно. Все датчики за исключением пиранометра СФ6 были подключены к единой автоматизированной системе сбора данных на основе Data-logger Combilog1020 (Германия). Автоматизированная система проводила опрос датчиков с дискретностью 2 с и пересылала данные на персональный компьютер. Специально разработанная программа переводила полученные значения выходного напряжения датчиков в значения радиации, выраженные в ваттах на метр квадратный ( $Вт/м^2$ ), используя заданные коэффициенты преобра-

зования. Для анализа результатов сравнений приборов использовались мгновенные значения радиации, осредненные за 1 мин, а также средние за час.

Пиранометр СФ6, установленный для измерений суммарной радиации, не был подключен к измерительной системе из-за ограниченного числа измерительных каналов, однако в комплект этого прибора входит электронный измерительный блок с индикаторным табло, который обеспечивает автоматизированные измерения часовых сумм радиации. Поэтому данные измерений пиранометром СФ6, считывавшиеся с табло, заносились в компьютер вручную.

В дневнике сравнений подробно фиксировались условия измерений (температура воздуха, характеристики облачности, атмосферные явления), а также обстоятельства, которые могли исказить показания каких-либо датчиков (состояние датчиков после выпадения осадков, моменты локальных затенений окружающими объектами, периоды помех при посещениях наблюдательной площадки и пр.). На основе этих записей из рассмотрения были исключены периоды, в которые показания датчиков могли искажаться.

Нестабильность нуля на каждом канале не превышала  $\pm 3$  Вт/м<sup>2</sup>. Таким образом, можно считать, что разность показаний двух датчиков в пределах  $\pm 6$  Вт/м<sup>2</sup> обусловлена погрешностями только измерительной системы.

Перед началом сравнений все датчики были поверены соответственно фирмой Kipp&Zonen и ГГО. В ходе эксперимента периодически проводился контроль коэффициентов преобразования всех датчиков по прямой солнечной радиации, при котором в качестве эталона использовался эталон ГГО — актинометр типа М-3. Пиранометры ГГО (типов М80 и СФ6) и балансомер ГГО при сличениях с эталоном устанавливались в поверочную трубу типа ПО-11. Для сличения пиранометров фирмы Kipp&Zonen с эталоном ГГО была изготовлена специальная поверочная труба, приспособленная к размерам этих пиранометров и обеспечивающая центральный угол зрения 10°, аналогичный эталону ГГО.

Результаты сравнений с эталоном ГГО показали, что в ходе эксперимента коэффициенты преобразования датчиков были ста-



бильными в пределах погрешностей выполнявшегося контроля ( $\pm 0,6$  % для актинометров и  $\pm 1,2$  % для пиранометров).

Обработка материалов наблюдений по приборам фирмы Kipp&Zonen произведена по коэффициентам преобразования, заданным фирмой.

### 3. Результаты сравнений актинометров

Рассмотрены данные измерений актинометрами СН1 и М-3 за период июль—август 2004 г., в течение которого имелась возможность провести наибольшее количество измерений прямой солнечной радиации в различных условиях облачности и высоты солнца. Полученные за этот период данные позволили получить первые оценки относительно сопоставимости данных измерений по сравниваемым актинометрам.

Статистические характеристики анализируемого материала для наглядности представлены на рис. 2 в виде диаграммы, построенной применительно к величине  $k_s$ , представляющей собой отношение значения прямой солнечной радиации, измеренного актинометром СН1, к значению, измеренному актинометром М-3.

Для построения диаграммы измеренные значения прямой солнечной радиации были осреднены за минуту и их общее число составило 18 812. Далее эти данные были распределены по 50-ваттным интервалам, для каждого из которых на диаграмме указано среднее значение величины  $k_s$  и относительное число 1-минутных значений в процентах от общего их числа. Верхняя кривая показывает зависимость величины  $k_s$  от измеряемого значения прямой солнечной радиации, а нижняя — ход среднего квадратического отклонения (СКО) для каждого 50-ваттного интервала.

Величина  $k_s$  зависит от величины прямой солнечной радиации. При низком уровне радиации значение  $k_s$  составляет менее единицы (актинометр М-3 показывает более высокие значения, чем актинометр СН1). При значении радиации до  $300 \text{ Вт/м}^2$  величина  $k_s$  быстро возрастает с увеличением радиации, далее рост  $k_s$  замедляется, достигая единицы в области значений радиации  $700 \text{ Вт/м}^2$  (сравниваемые актинометры показывают равные значения прямой солнечной радиации), после чего  $k_s$  превышает

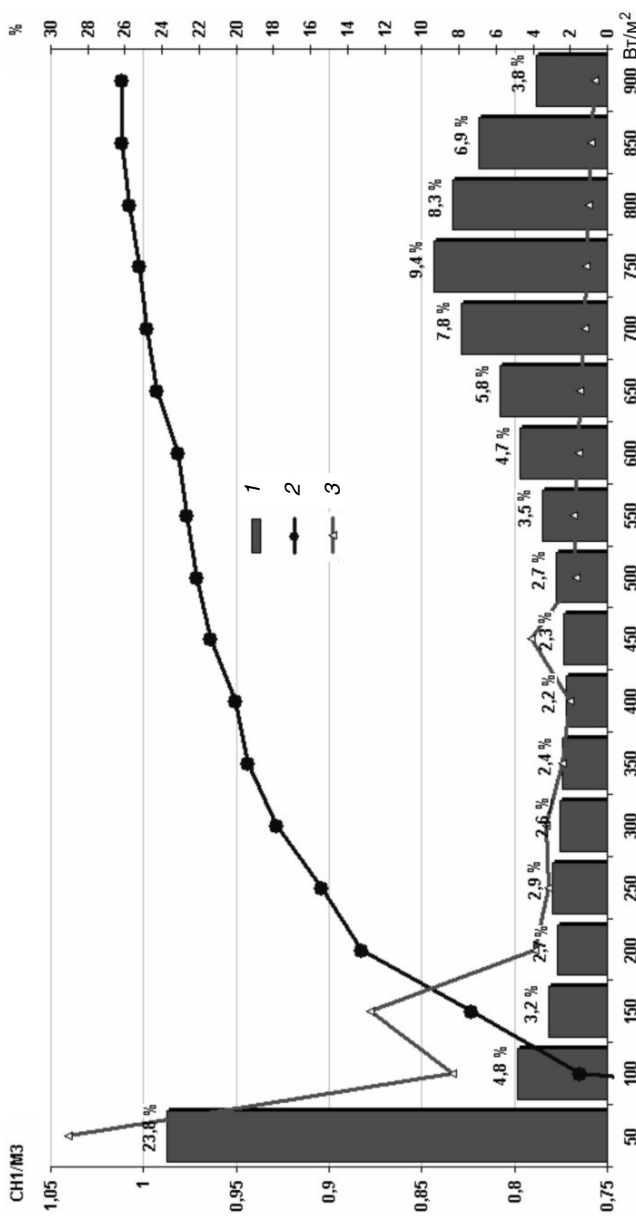


Рис. 2. Распределение числа значений прямой солнечной радиации по 50-вагтным интервалам, выраженного в процентах от общего числа измеренных значений (1); изменение отношения  $k_s$  показания актинометра СН1 к показанию актинометра М-3 в зависимости от измеряемого значения радиации (2) и среднее квадратическое отклонение величины  $k_s$  в данном интервале (3).

единицу (показания актинометра М-3 становятся ниже, чем показания актинометра СН1).

Непосредственная связь между мгновенными (осредненными за 1 мин) значениями прямой солнечной радиации, измеренными актинометрами СН1 и М-3 в течение рассматриваемого периода при всех условиях облачности, высоты Солнца и прозрачности атмосферы, представлена на рис. 3 *а*. Точки на графике расположились полосой почти одинаковой ширины, соответствующей в среднем  $30 \text{ Вт/м}^2$ , что в пять раз выше погрешности измерительной системы (равной  $\pm 6 \text{ Вт/м}^2$ ).

Направление полосы точек на рис. 3 *а* отклоняется от биссектрисы (штриховая линия), что говорит о систематических расхождениях. Как и на рис. 2, при низких значениях прямой солнечной радиации показания актинометра М-3 выше, чем актинометра СН1, а при высоких — наоборот.

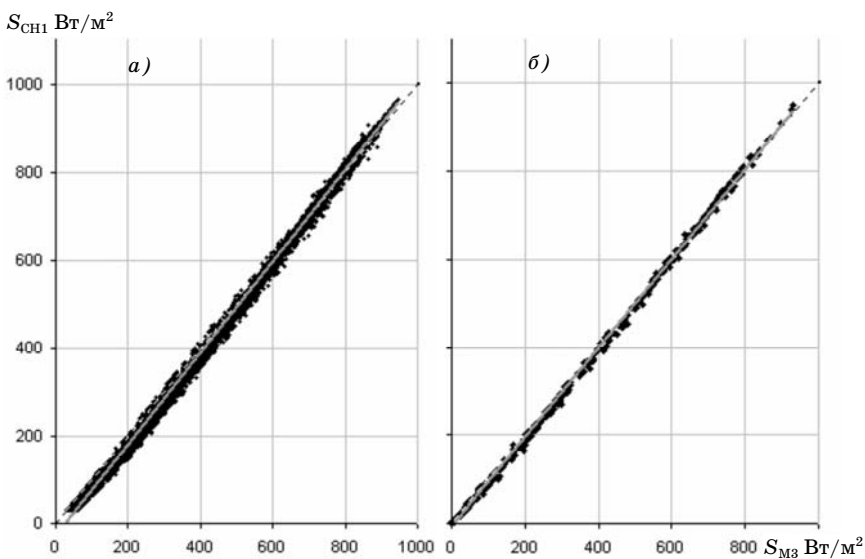


Рис. 3. Связь между показаниями актинометров СН1 (ось ординат) и М-3 (ось абсцисс) при измерениях мгновенных (*а*) и среднечасовых (*б*) значений прямой солнечной радиации.

В актинометрии часто используются часовые, суточные и другие суммы радиации, вычисляемые по осредненным значениям за соответствующие промежутки времени. При этом в условиях преобладания переменной облачности расхождения между показаниями актинометров должны уменьшаться, поскольку в суммы радиации включаются как низкие, так и высокие значения. Такие условия наблюдались в рассматриваемый период, и в качестве иллюстрации на рис. 3 б представлены среднечасовые данные. Здесь расхождения в показаниях актинометров меньше, а аппроксимационная прямая проходит почти по биссектрисе (штриховая линия).

Однако количественные оценки правильнее давать на основе данных о мгновенных значениях радиации, измеренных в условиях отсутствия случайных помех при непосредственном контроле оператора. Такие данные были получены в отдельные дни июля и августа 2004 г., в течение которых солнечный диск был свободен от облаков не менее 4 ч подряд. Результаты измерений представлены на рис. 4, на котором связь между показаниями актинометров значительно более тесная, чем для всего массива данных непрерывных измерений, представленных выше на рис. 2 и 3 а, но характер расхождений такой же: при низких значениях радиации показания актинометра М-3 выше, чем показания актинометра СН1, а при высоких — наоборот.

Превышение показаний актинометра М-3 при низких значениях радиации может быть объяснено различиями в геометрических размерах актинометров СН1 и М-3. Поскольку центральный угол у актинометра М-3 равен  $10^\circ$ , а у актинометра СН1 —  $5^\circ$ , то с увеличением околосолнечного ореола при понижении прозрачности атмосферы или при солнечном диске, просвечивающем сквозь облака, актинометр М-3, охватывающий более широкую область ореола, должен показывать более высокое значение.

Выявление причин более низких показаний актинометра М-3 при высоких значениях радиации требует дополнительных исследований, но одной из них может быть наличие в центре его приемной поверхности небольшой зоны, не чувствительной к радиации.

В табл. 2 приведены оценки разности между показаниями актинометров СН1 и М-3 при различных значениях прямой солнеч-

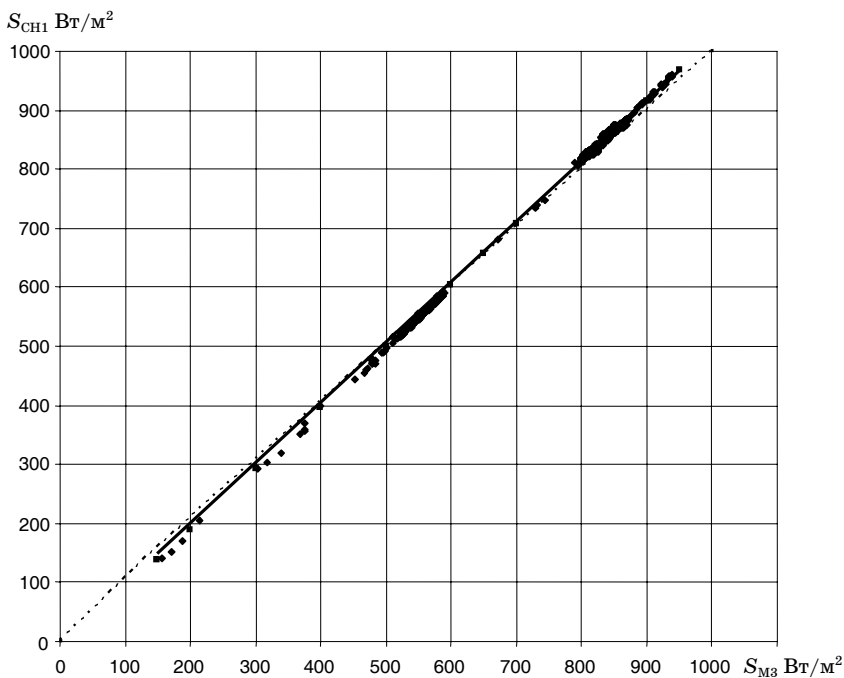


Рис. 4. Связь между значениями прямой солнечной радиации, измеренными актинометрами СН1 и М-3 в условиях отсутствия случайных помех.

ной радиации, выполненные по аппроксимационной прямой, приведенной на рис. 4, формула которой имеет вид

$$S_{CH1} = 1,0454S_{M3} - 26,383, \quad (1)$$

где  $S_{CH1}$  и  $S_{M3}$  — значения прямой солнечной радиации, измеренные актинометрами СН1 и М-3 соответственно ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ).

Хотя указанные в табл. 2 различия в показаниях актинометров в области значений прямой солнечной радиации, превышающих  $400 \text{ Вт}/\text{м}^2$ , лежат в пределах указанных в Руководящем документе (РД, 1997) погрешностей измерений на сети Росгидромета ( $\pm 3\%$ ), все же целесообразно иметь их в виду, когда требуются данные более высокой точности для научно-исследовательских целей.

Таблица 2

Вычисленные по формуле (1) средние значения прямой солнечной радиации, измеренные актинометром М-3 ( $S_{М3}$ ) и актинометром СН1 ( $S_{СН1}$ ), а также разность между ними в абсолютных единицах и по отношению к величине  $S_{М3}$

$S_{М3}$ Вт/м <sup>2</sup>	$S_{СН1}$ Вт/м <sup>2</sup>	$S_{СН1} - S_{М3}$ Вт/м <sup>2</sup>	$(S_{СН1} - S_{М3})/S_{М3}$ %
150	130	-20	-13
200	183	-17	-8,7
300	287	-13	-4,3
400	392	-8	-2,1
500	496	-4	-0,7
600	601	1	0,1
700	705	5	0,8
800	810	10	1,2
900	914	14	1,6
950	967	17	1,8
1000	1019	19	1,9

При расчетах интегрального коэффициента прозрачности атмосферы ( $P_2$ ), определяемого по мгновенным значениям прямой солнечной радиации ( $S$ ), указанные систематические расхождения скажутся следующим образом: при самых низких значениях  $S$  значения  $P_2$ , рассчитанные по показаниям актинометра СН1, будут ниже, чем значения, рассчитанные по показаниям актинометра М-3, на 0,003, а при самых высоких значениях  $S$  — выше на 0,006.

Приведенные выше оценки выполнены для результатов измерений, обработанных по паспортным данным актинометров, которые были поверены по различным эталонам.

Если в обработке использовать коэффициенты преобразования сравниваемых актинометров, привязанные к одному эталону (в данном случае к эталону ГГО — актинометру М-3 № 6108), то разность  $S_{СН1} - S_{М3}$  оказывается меньше, чем указано в табл. 2. Так, при значении прямой солнечной радиации 200 Вт/м<sup>2</sup> значения по актинометру М-3 выше, чем по актинометру СН1 на 12 Вт/м<sup>2</sup> (5,9 %), а при значении радиации 1000 Вт/м<sup>2</sup> — ниже на 11 Вт/м<sup>2</sup> (1,1 %). Эти значения абсолютной разности  $S_{СН1} - S_{М3}$  почти соответствуют порогу округления данных измерений радиации на сети Росгидромета. Областью совпадения результатов

измерений сравниваемыми актинометрами с погрешностью менее 0,5 % в данном случае является интервал 600—700 Вт/м<sup>2</sup>. Предпочтение следует отдавать этим оценкам.

Однако для получения выводов о сохранности рядов измерений при использовании актинометра СН1 на сети требуется проведение сравнительных наблюдений в различных условиях территории страны продолжительностью 1—3 года, что будет возможным в случае реализации Проекта технического переоснащения актинометрической сети.

#### 4. Результаты сравнений пиранометров при измерении суммарной радиации

На рис. 5 *a* представлена связь между значениями суммарной радиации, измеренными пиранометрами СМ21 и М-80М без учета условий измерений (облачности, высоты солнца, прозрачности атмосферы и др.) за период июль—август 2004 г. Точки на графике расположились полосой веретенообразной формы, сужающейся на краях области измеренных значений. Прослеживается

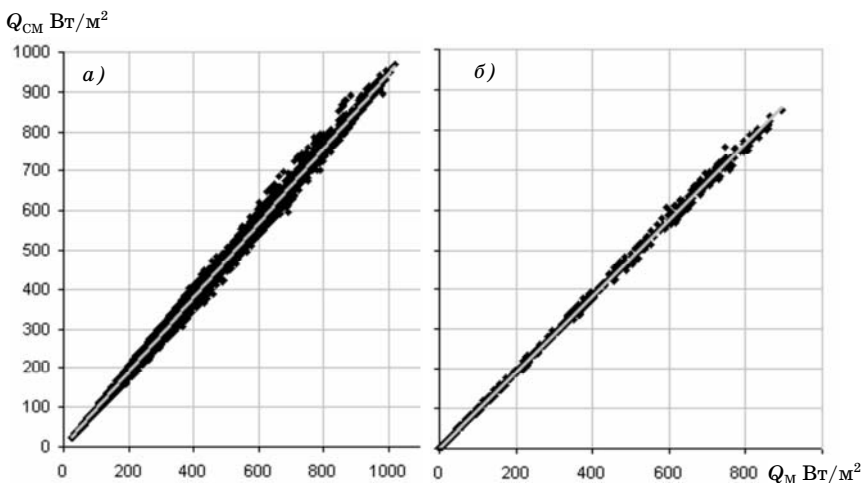


Рис. 5. Связь между показаниями пиранометров СМ21 и М-80М при измерениях мгновенных (*a*) и среднечасовых (*б*) значений суммарной радиации в июле—августе 2004 г.

наличие систематического превышения показаний пиранометра М-80М над показаниями пиранометра СМ-21.

В отличие от данных по прямой солнечной радиации, представленных на рис. 3 *a*, аппроксимационная прямая на рис. 5 *a* проходит через начало координат, но значительно отклоняется от биссектрисы.

Для мгновенных значений суммарной радиации аппроксимационная прямая на рис. 5 *a* описывается формулой

$$Q_{\text{СМ}} = 0,9429Q_{\text{М}} - 0,2023, \quad (2)$$

где  $Q_{\text{СМ}}$  и  $Q_{\text{М}}$  — значения суммарной радиации, измеренные пиранометрами СМ21 и М-80М соответственно ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ).

Для среднечасовых значений (рис. 5 *б*) область рассеяния точек в 2—3 раза более узкая, однако характер расхождений такой же. Аппроксимационная прямая для среднечасовых значений описывается формулой

$$Q_{\text{СМ}} = 0,9553 Q_{\text{М}} + 1,5919. \quad (3)$$

Данные, вычисленные по формулам (2) и (3), представлены в табл. 3. Из таблицы видно, что при измерениях как мгновенных, так и среднечасовых значений суммарной радиации пиранометр М-80М показывает более высокие значения, чем пиранометр СМ21. При этом для среднечасовых данных разность  $Q_{\text{СМ}} - Q_{\text{М}}$  немного меньше, чем для мгновенных.

Хотя представленные в табл. 3 расхождения лежат в пределах погрешности измерений пиранометром М-80М (РД, 1997), были проанализированы возможные причины, вызывающие эти различия. Такими причинами могут являться: неточность коэффициентов преобразования пиранометров; различные косинусная, спектральная и температурная зависимости; погрешность измерительной системы при измерениях нулевых показаний.

Для обработки данных измерений суммарной радиации использовались коэффициенты преобразования, указанные в сертификатах. Их проверка в Воейково не проводилась.

Погрешность измерительной системы при измерении суммарной радиации учтена при обработке данных.



Таблица 3

Вычисленные по формулам (2) и (3) средние значения суммарной радиации, измеренные пиранометрами М-80М ( $Q_M$ ) и СМ21 ( $Q_{CM}$ ), разность между ними ( $Q_{CM} - Q_M$ ) в абсолютных единицах и по отношению к величине  $Q_M$  для мгновенных и среднечасовых значений

$Q_M$ Вт/м <sup>2</sup>	Мгновенные значения			Среднечасовые значения		
	$Q_{CM}$ Вт/м <sup>2</sup>	$Q_{CM} - Q_M$ Вт/м <sup>2</sup>	$(Q_{CM} - Q_M)/Q_M$ %	$Q_{CM}$ Вт/м <sup>2</sup>	$Q_{CM} - Q_M$ Вт/м <sup>2</sup>	$(Q_{CM} - Q_M)/Q_M$ %
10	9	-1	-8	11	1	11
50	47	-3	-6	49	-1	-2
100	94	-6	-6	97	-3	-3
200	188	-12	-6	193	-7	-4
300	283	-17	-6	288	-12	-4
400	377	-23	-6	384	-16	-4
500	471	-29	-6	479	-21	-4
600	566	-34	-6	575	-25	-4
700	660	-40	-6	670	-30	-4
800	754	-46	-6	766	-34	-4
900	848	-52	-6	861	-39	-4
1000	943	-57	-6	957	-43	-4

После прекращения автоматизированных измерений прямой солнечной и рассеянной радиации (из-за отсутствия следящей системы) сравнения пиранометров, измеряющих суммарную радиацию, были продолжены по сентябрь 2005 г., и был получен материал для дополнительных исследований. В частности, был выполнен анализ зависимости результатов измерений от условий, при которых они проводились (рис. 6).

На рис. 6 а представлена зависимость отношения показаний пиранометров ( $Q_{CM}/Q_M$ ) от величины измеряемой суммарной радиации, полученная по данным более 20 тыс. точек. Аппроксимационная прямая описывается формулой, которая свидетельствует об отсутствии рассматриваемой зависимости:

$$Q_{CM}/Q_M = \text{const} = 0,9339. \quad (4)$$

Зависимость отношения  $Q_{CM}/Q_M$  от температуры окружающего воздуха  $T$  в диапазоне от  $-12$  до  $29$  °С приведена на рис. 6 б.

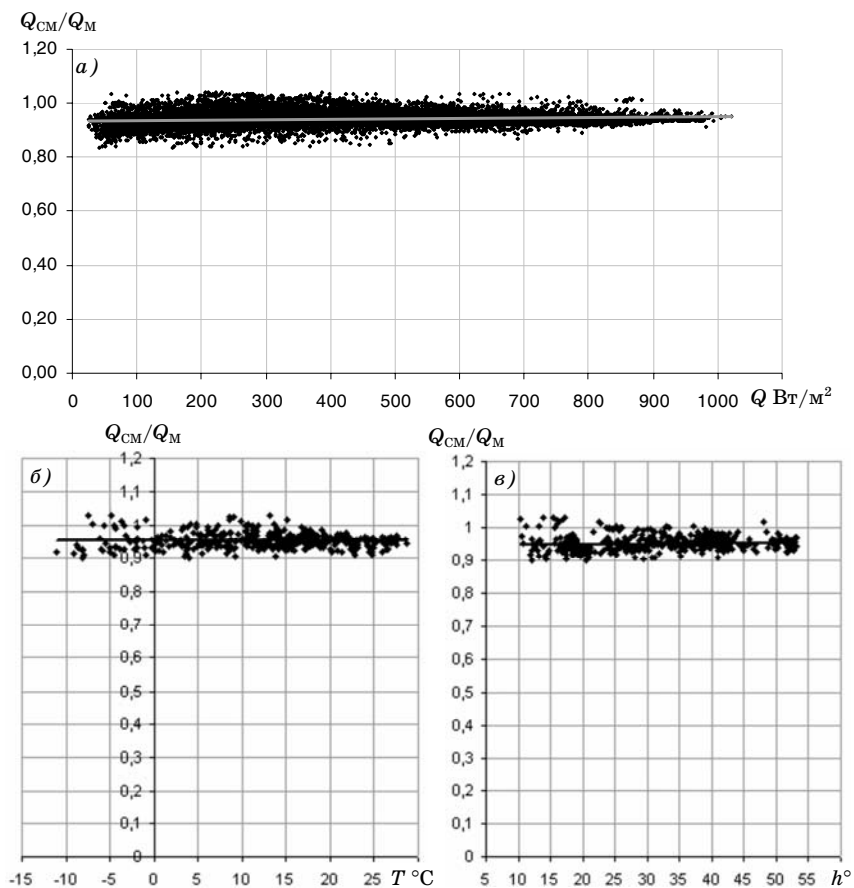


Рис. 6. Зависимость отношения показаний пиранометров CM21 и M-80M от условий измерений.

*a* — от измеряемого значения суммарной радиации  $Q$ , *б* — от температуры  $T$  окружающего воздуха, *в* — от высоты солнца  $h$ .

Аппроксимационная прямая выражается формулой, которая свидетельствует об отсутствии зависимости  $Q_{CM}/Q_M$  от температуры  $T$ :

$$Q_{CM}/Q_M = \text{const} = 0,9548. \quad (5)$$

Практически полное отсутствие зависимости величины  $Q_{CM}/Q_M$  также и от высоты солнца  $h$  демонстрирует рис. 6 в. Аппроксимационная прямая, описываемая формулой

$$Q_{CM}/Q_M = 0,0002h + 0,9472, \quad (6)$$

проходит очень близко к направлению, параллельному оси абсцисс.

Во всех этих трех случаях показания пиранометра М-80М систематически превышают показания пиранометра СМ21 на 5—6 %, что совпадает с результатами, полученными в 2004 г.

Учитывая отмеченное выше отсутствие зависимости соотношения показаний сравниваемых пиранометров от условий измерений, можно сделать вывод о том, что причина полученных расхождений заключается в несогласованности коэффициентов преобразования, которые определялись по различным эталонам и методикам: для пиранометра М-80М — по прямой солнечной радиации путем сличений с эталонным актинометром, а для пиранометра СМ21 — путем сличений с эталонным пиранометром на лабораторной установке фирмы Kipp&Zonen, обеспечивающей высокую точность сличений (в пределах 0,5 %).

В качестве количественных оценок сходимости результатов измерений целесообразно принять данные табл. 3: показания пиранометра М-80М превышают показания пиранометра СМ21 на 6 % при измерениях мгновенных значений суммарной радиации и на 4 % при измерениях среднечасовых значений.

С марта по сентябрь 2005 г. с пиранометром СМ21 как с наиболее точным проводились сравнения четырех типов пиранометров: СМ6В и СМ3 фирмы Kipp&Zonen, М-80М и СФ6. Измерения выполнялись круглосуточно при любой облачности в диапазоне высоты солнца от 10 до 53° при температуре от -11 до 29 °С.

По данным сравнений для каждого пиранометра были вычислены средние значения за 3-часовые интервалы и построен график связи с показаниями пиранометра СМ21. По формуле аппроксимационной прямой вычислены средние значения радиации при заданных величинах, измеряемых пиранометром СМ21.

Результаты представлены в табл. 4, из которой видно следующее. Во всем диапазоне измерений результаты измерений

Таблица 4

**Значения суммарной радиации  $Q$ , измеряемые пиранометрами СМ6В, СМ3, М-80М и СФ6 при заданных значениях по пиранометру СМ21 ( $Q_{СМ}$ ), а также разность с показаниями пиранометра СМ21**

$Q_{СМ}$ Вт/м <sup>2</sup>	М-80М		СМ6В		СФ6		СМ3	
	Q Вт/м <sup>2</sup>	Разность, %	Q Вт/м <sup>2</sup>	Разность, %	Q Вт/м <sup>2</sup>	Разность, %	Q Вт/м <sup>2</sup>	Разность, %
20	25	23,1	24	19,0	21	2,8	22	8,8
50	55	11,0	55	9,3	50	-0,3	51	1,7
100	107	6,9	106	6,0	99	-1,3	99	-0,6
200	210	4,9	209	4,4	196	-1,8	196	-1,8
300	313	4,2	312	3,9	294	-2,0	293	-2,2
400	416	3,9	414	3,6	392	-2,1	390	-2,4
500	518	3,7	517	3,5	489	-2,1	488	-2,5
600	621	3,6	620	3,3	587	-2,2	585	-2,6
700	724	3,5	723	3,3	685	-2,2	682	-2,6
800	827	3,4	826	3,2	782	-2,2	779	-2,7
900	930	3,3	929	3,2	880	-2,2	876	-2,7

пиранометрами СФ6 и СМ3 практически совпадают при разнице с показаниями СМ21 порядка 2—3 %. Совпадают также показания пиранометров М-80М и СМ6В при разнице с показаниями СМ21 3 % в области максимальных значений радиации.

### 5. Результаты сравнений пиранометров при измерении рассеянной радиации

Связь между значениями рассеянной радиации, измеренными пиранометрами СМ21 и М-80М за период измерений июль—август 2004 г. при всех условиях облачности, высоты солнца, прозрачности атмосферы представлена на рис. 7. Всего было измерено более 18 тыс. пар значений.

Точки на графике легли полосой шириной порядка 40 Вт/м<sup>2</sup>. Аппроксимационная прямая проходит почти параллельно биссектрисе (пунктирная прямая). Формула аппроксимации имеет вид

$$D_{СМ} = 0,9977D_{М} - 9,6074, \quad (7)$$

где  $D_{СМ}$ ,  $D_{М}$  — значения рассеянной радиации (Вт/м<sup>2</sup>), измеренные пиранометрами СМ21 и М-80М соответственно.

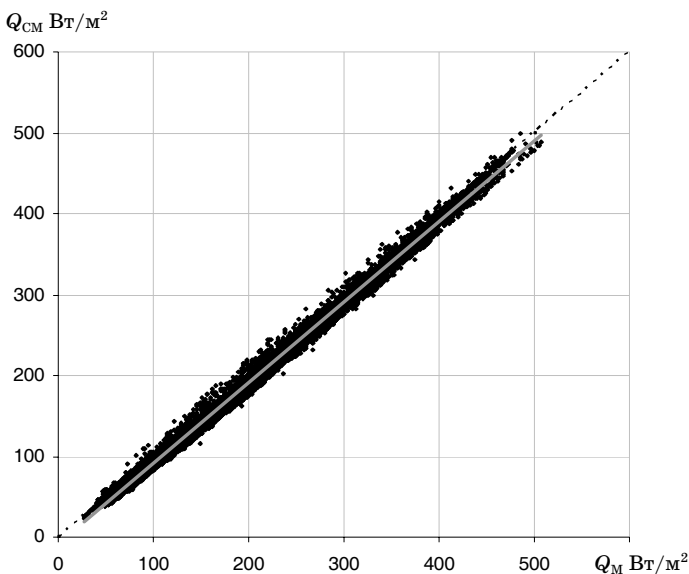


Рис. 7. Связь между мгновенными значениями рассеянной радиации, измеренными пиранометрами М-80М и СМ21 в июле—августе 2004 г.

Пиранометр М-80М по сравнению с пиранометром СМ21 показывает систематическое превышение значения рассеянной радиации в среднем на  $10 \text{ Вт/м}^2$ , что соответствует порядку округления результатов измерений на сети Росгидромета.

Коэффициенты преобразования пиранометров, полученные путем сравнений с эталоном ГГО по методике ГГО, отличаются от паспортных данных на  $0,3 \%$  у пиранометра М-80М и на  $1,2 \%$  у пиранометра СМ21. В случае обработки данных по этим коэффициентам преобразования пиранометр М-80М показывает значения рассеянной радиации  $D$  на  $0,9 \%$  выше, чем пиранометр СМ21, при этом расхождение между значениями радиации изменяется незначительно (табл. 5).

Из табл. 5 видно, что значения разности между показаниями сравниваемых пиранометров в абсолютных единицах ниже порога округления результатов измерений, выполняемых на сети. Это дает основание считать, что результаты сравнений пиранометров М-80М и СМ21, выполненные в Воейково в летний период, сходятся.

Таблица 5

Вычисленные по формуле (7) значения рассеянной радиации по пиранометру CM21 ( $D_{CM}$ ), соответствующие заданным значениям ( $D_M$ ) по пиранометру М-80М, а также разность между ними ( $D_{CM} - D_M$ ) при обработке результатов измерений по паспортным данным и по полученным при поверке в Воейково

$D_M$ Вт/м <sup>2</sup>	По паспортным данным			При поверке в Воейково		
	$D_{CM}$ Вт/м <sup>2</sup>	$D_{CM} - D_M$		$D_{CM}$ Вт/м <sup>2</sup>	$D_{CM} - D_M$	
		Вт/м <sup>2</sup>	%		Вт/м <sup>2</sup>	Вт/м <sup>2</sup>
10	3,4	-6,6	-66,3	3,4	-6,6	-66,3
50	43,3	-6,7	-13,4	43,6	-6,4	-12,7
100	93,2	-6,8	-6,8	94,0	-6,0	-6,0
200	192,9	-7,1	-3,5	194,6	-5,4	-2,7
300	292,7	-7,3	-2,4	295,2	-4,8	-1,6
400	392,5	-7,5	-1,9	395,9	-4,1	-1,0
500	492,2	-7,8	-1,6	496,5	-3,5	-0,7
600	592,0	-8,0	-1,3	597,2	-2,8	-0,5

## 6. Результаты сравнений балансомеров

Первые сравнения, проведенные в 2004 г., показали большие расхождения между балансомерами М-10М и CNR1, значительно превышающие погрешности измерений, причину которых тогда выявить не удалось.

Как известно, балансомер CNR1 состоит из четырех датчиков: двух обращенных вверх и вниз пиранометров типа CM3 и двух обращенных вверх и вниз пиргеометров типа CG3. Обработка результатов измерений, согласно паспорту на балансомер CNR1, производилась по одинаковым значениям коэффициента преобразования для всех четырех датчиков.

В принципе, больших расхождений между балансомерами М-10М и CNR1 не должно было быть, поскольку, как показано выше, результаты измерений пиранометрами типов CM3 и М-80М сходятся в пределах погрешности измерений пиранометрами. Пиргеометры CG3 в процессе выполнения данной работы непосредственно ни с чем не сравнивались, но перед экспериментом проводилось сравнение пиргеометра CG4 фирмы Kipp&Zonen (более точный, чем CG3) с пиргеометром Янишевского, поверенным по «снежному небу» (Янишевский, 1957), показавшее незначи-

тельные расхождения (в пределах 5 %). Таким образом, различия в результатах измерений как коротковолновой, так и длинноволновой составляющих радиационного баланса не должны приводить к большим расхождениям в показаниях балансомеров CNR1 и M-10M, несмотря на различные спектральные характеристики приборов и методики поверки.

Поскольку срок поверки балансомера CNR1, выполненной фирмой, истекал, было решено провести эксперимент по сравнению показаний каждого из четырех датчиков этого балансомера с имевшимися в распоряжении более точными датчиками аналогичного назначения: пиранометром CM6B и с пиргеометром CG4 фирмы Kipp&Zonen, для которых имелись действующие калибровочные сертификаты их характеристик.

Сличения были выполнены в натуральных условиях в течение отдельных дней и ночей при стабильной радиации.

Пиранометр CM6B и пиргеометр CG4 были обращены вверх, а балансомер CNR1 периодически переворачивался на 180° для проверки также и датчиков, обращенных вниз.

Эксперимент показал следующие расхождения с результатами обработки по паспортным данным балансомера CNR1:

показания пиранометра CM3, обращенного вверх, были на 11 % ниже, а обращенного вниз — на 6 % ниже, чем показания пиранометра CM6B;

показания пиргеометра CG3, обращенного вверх, ночью были на 10 % выше, а днем на 12 % ниже, чем показания пиргеометра CG4;

показания пиргеометра CG3, обращенного вниз, были днем на 11%, а ночью на 10 % выше, чем показания пиргеометра CG4.

В соответствии с полученными выводами были переобработаны данные каждого датчика балансомера CNR1 за период с декабря 2004 г. по сентябрь 2005 г. и определены новые, откорректированные значения радиационного баланса (полного). Эти значения в сравнении с данными балансомера M-10M представлены на рис. 8 темными точками. Серые точки соответствуют значениям, обработанным по паспортным данным балансомера CNR1.

Опрос датчиков осуществлялся с шагом 10 с, а для построения графика результаты измерений были осреднены за каждую минуту. Всего на графике более 20 тысяч пар значений, полученных в результате измерений балансомерами.

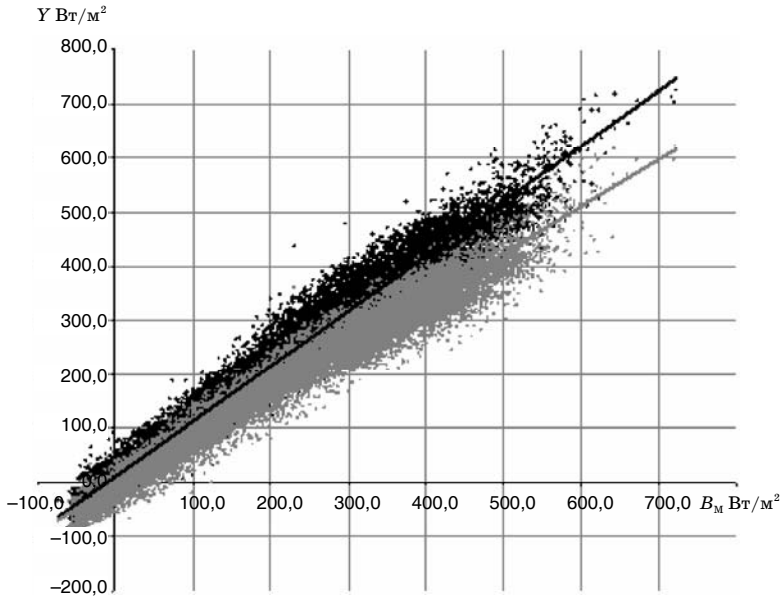


Рис. 8. Связь между значениями радиационного баланса, измеренного балансомером М-10М и балансомером CNR1, показания которого обработаны по паспортным характеристикам (серые точки) и по результатам проверки датчиков CNR1 в Воейково (черные точки).

Ширина полосы рассеяния точек на графике уменьшается к отрицательным значениям баланса (примерно  $60 \text{ Вт/м}^2$ ) и возрастает с увеличением баланса (до  $150 \text{ Вт/м}^2$ ).

Главной причиной большого рассеяния точек является различное влияние ветра и конвективных потоков на показания балансомеров, особенно балансомера М-10М.

Для каждого ряда точек на рис. 8 определена аппроксимационная формула, представляющая средние значения баланса по балансомеру CNR1 в зависимости от значений по балансомеру М-10М: для обработанных по паспортным данным балансомера CNR1

$$Y_1 = 0,8617B_M - 6,724, \quad (8)$$

для откорректированных данных

$$Y_2 = 1,0204B_M + 9,9128, \quad (9)$$



где  $Y_1$  и  $Y_2$  — значения баланса по балансомеру CNR1 ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ), полученные при обработке по паспортным данным и по результатам проверки в Воейково соответственно;  $B_M$  — значение баланса по балансомеру М-10М ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ).

На основе этих формул рассчитаны средние значения расхождений в показаниях балансомеров, которые представлены в табл. 6. В первом столбце заданы значения по балансомеру М-10М в диапазоне выполнявшихся измерений. Для них по формулам (8) и (9) вычислены соответствующие значения  $Y_1$  и  $Y_2$  по балансомеру CNR1. В таблице также указаны средние значения разности между показаниями балансомеров, выраженные в абсолютных единицах измерений и в процентах от значения по балансомеру М-10М.

Как следует из этой таблицы, при обработке по паспортным данным значение абсолютной разности  $Y_1 - B_M$  заметно возрастает с увеличением баланса, что указывает на неточность первого коэффициента формулы (8). При этом показания балансомера

Таблица 6

**Значения баланса по балансомеру М-10М и соответствующие им значения по балансомеру CNR1, вычисленные по аппроксимационным формулам (8) и (9) соответственно при обработке по паспортным данным ( $Y_1$ ) и при обработке по коэффициентам преобразования, полученным в Воейково ( $Y_2$ ), а также разность между значениями баланса, выраженная в абсолютных единицах ( $\text{Вт}/\text{м}^2$ ) и в процентах от значения по балансомеру М-10М**

$B_M$ $\text{Вт}/\text{м}^2$	$Y_1$ $\text{Вт}/\text{м}^2$	$Y_1 - B_M$ $\text{Вт}/\text{м}^2$	$(Y_1 - B_M)/B_M$ %	$Y_2$ $\text{Вт}/\text{м}^2$	$Y_2 - B_M$ $\text{Вт}/\text{м}^2$	$(Y_2 - B_M)/B_M$ %
-100	-93	7	-7	-92	8	-8
-50	-50	0	0	-41	9	-18
0	-7	-7		10	10	
50	36	-14	-27	61	11	22
100	79	-21	-21	112	12	12
200	166	-34	-17	214	14	7
300	252	-48	-16	316	16	5
400	338	-62	-16	418	18	5
500	424	-76	-15	520	20	4
600	510	-90	-15	622	22	4
700	596	-104	-15	724	24	4
800	683	-117	-15	826	26	3

CNR1 при отрицательных значениях баланса оказываются выше, чем показания балансомера М-10М, а в области положительных значений баланса — ниже.

Аппроксимационная прямая, описываемая формулой (9), проходит очень близко к биссектрисе. Величина  $Y_2 - B_M$  существенно меньше, чем величина  $Y_1 - B_M$ , особенно при высоких значениях баланса. В диапазоне измерявшихся значений радиационного баланса значение разности  $Y_2 - B_M$  не превышает  $26 \text{ Вт/м}^2$ , что ниже погрешности балансомера М-10М. Величины выраженной в процентах относительной разности тоже ниже погрешности балансомера М-10М.

Это позволяет сделать вывод о том, что результаты измерений балансомером CNR1 следует обрабатывать с учетом коэффициентов преобразования каждого его датчика. Поэтому представляется более правильным делать выводы о сравнимости показаний балансомеров на основе результатов измерений, обработанных таким способом.

Как и при сравнениях других приборов, с увеличением интервала осреднения результатов измерений, связь между показаниями балансомеров становится более тесной, что следует из рис. 9, на котором представлены среднечасовые значения балан-

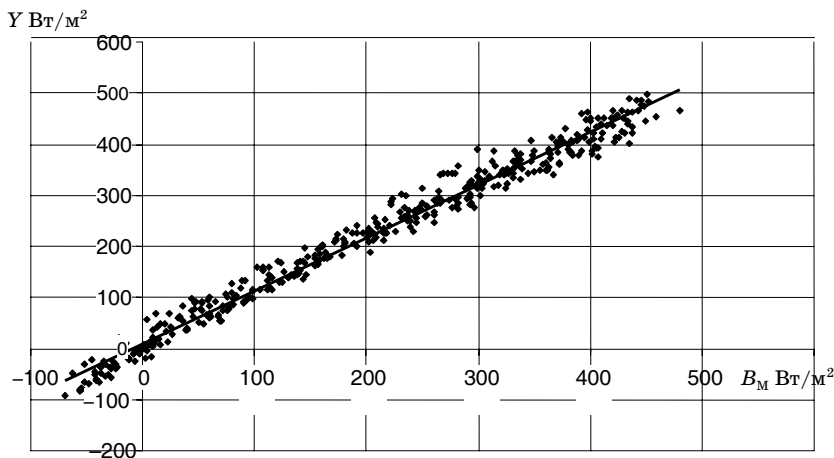


Рис. 9. Связь между среднечасовыми значениями радиационного баланса, измеренными балансомерами CNR1 ( $Y$ ) и М-10М ( $B_M$ ).

са. Здесь ширина полосы рассеяния точек уменьшается в два-три раза по сравнению с данными при осреднении за 1 мин (см. рис. 8).

Таким образом, выполненный анализ материалов сравнительных наблюдений радиационного баланса позволяет сделать вывод о том, что на протяжении зимнего, весеннего и летнего периодов 2004—2005 гг. данные, измеренные балансомерами CNR1 и M-10M в пос. Воейково, сходятся в пределах погрешностей измерений.

### Заключение

1. Результаты выполненных в 2004 г. в ГГО сравнительных наблюдений актинометрами СН1 и М-3 показали наличие систематических расхождений в пределах  $12 \text{ Вт/м}^2$ , что почти соответствует порогу округления данных измерений радиации на сети Росгидромета. В области значений прямой солнечной радиации, превышающих  $400 \text{ Вт/м}^2$ , расхождения в показаниях актинометров лежат в пределах погрешностей измерений на сети Росгидромета ( $\pm 3 \%$ ). Данные измерений совпадают в области значений прямой солнечной радиации  $600\text{—}700 \text{ Вт/м}^2$ . При сравнениях актинометры должны быть привязаны к одному эталону. При определении среднечасовых значений прямой солнечной радиации расхождения между результатами измерений сравниваемыми актинометрами уменьшаются.

2. Значения интегрального коэффициента прозрачности атмосферы ( $P_2$ ), рассчитанные по показаниям актинометра СН1, при низких значениях прямой солнечной радиации будут ниже на величину  $0,003$ , чем по актинометру М-3, но при высоких значениях радиации — выше на  $0,006$ .

3. При измерениях суммарной радиации пиранометр М-80М показывает выше, чем пиранометр СМ21: для мгновенных значений на  $6 \%$ , а для среднечасовых значений на  $4 \%$ . Причиной расхождений систематического характера вероятнее всего является несогласованность коэффициентов преобразования, которые определялись по различным эталонам и методикам.

4. При сравнениях пиранометров СМ21 и М-80М не выявлено зависимости отношения показаний этих приборов от измеряемой суммарной радиации, высоты солнца и температуры окружающего воздуха.

5. Во всем диапазоне измерений почти совпадают результаты измерений суммарной радиации пиранометрами СФ6 и СМ3 при разности с показаниями СМ21 порядка 2—3 %. Совпадают также показания пиранометров М-80М и СМ6В при разности с показаниями параметра СМ21 3% в области максимальных значений радиации.

6. Разность между показаниями сравниваемых пиранометров в абсолютных единицах ниже порога округления результатов измерений, выполняемых на сети, и это дает основание считать, что результаты измерений рассеянной радиации пиранометрами М-80М и СМ21, выполненные в Воейково в летний период, сходятся.

7. Значения радиационного баланса, измеренные балансомерами CNR1 и М-10М, сходятся в пределах погрешностей измерений, если при обработке данных по балансомеру CNR1 применять коэффициенты преобразования, которые определены для каждого из его датчиков отдельно.

7. Полученные в данной работе выводы о сходимости данных измерений актинометрическим комплексом фирмы Kipp&Zonen и табельными приборами Росгидромета относятся только к условиям измерений в Ленинградской области. В случае реализации Проекта технического переоснащения актинометрической сети для получения окончательных выводов сравнительные наблюдения продолжительностью от 1 до 3 лет должны быть проведены в различных регионах страны. Результаты выполненной работы могут быть использованы при разработке программы и методики сравнительных наблюдений.

Авторы приносят благодарность Президенту фирмы Kipp&Zonen г-ну Бену А. Н. Дитеринку, предоставившему комплект актинометрических приборов, позволивший провести сравнения с табельными приборами, используемыми на актинометрической сети Росгидромета.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

РД 52.04.562—96, 1997. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 5. Актинометрические наблюдения. Ч. 1. Актинометрические наблюдения на станциях. — М.: Росгидромет.

Янишевский Ю. Д., 1957. Актинометрические приборы и методы наблюдений. — Л.: Гидрометеиздат.

**ОБ ОСОБЕННОСТЯХ РАСЧЕТА ОСРЕДНЕННЫХ ЗА  
ДЛИТЕЛЬНЫЙ ПЕРИОД КОНЦЕНТРАЦИЙ ПЫЛЕВИДНЫХ  
ВЕЩЕСТВ ОТ НАЗЕМНЫХ ИСТОЧНИКОВ**

*Е. А. Яковлева*

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

*На примере крупного промышленного пылящего источника (садового бассейна мирабилита (СБМ) в Алтайском крае) анализируется характер зависимости суммарных за месяц мощностей  $M_m$  ветрового выноса сульфатов с СБМ от среднемесячных значений метеорологических характеристик. Излагаются методы учета этих зависимостей при расчете долгопериодных средних концентраций сульфатов в атмосферном воздухе. Приводятся результаты статистического анализа указанных зависимостей. Анализируется природа корреляционных связей между  $M_m$  и среднемесячными значениями метеорологических параметров. Предложены формулы для расчета  $M_m$  и соответствующих среднегодовых концентраций с учетом характерной для СБМ тесной корреляционной связи между  $M_m$  и среднемесячной температурой воздуха.*

**ON SOME FEATURES OF CALCULATION OF THE LONG-TERM  
AVERAGED CONCENTRATIONS OF PARTICULATE MATTER  
FROM GROUND SOURCES**

*E. A. Yakovleva*

Voeikov Main Geophysical Observatory

*The relationships between total monthly emissions ( $M_m$ ) of wind-blown sodium sulfates and monthly averaged meteorological parameters are analyzed by the example of one large industrial dust source (crystallizing pond of mirabilite (CPM) in Altay Region).*

*The methods for taking into account these relationships for the calculation of the long-term averaged concentrations of sodium sulfate are discussed and the results of the statistical analysis of these relationships are given. The nature of correlation relationships between  $M_m$  and monthly averaged meteorological parameters is discussed. The formulae for calculation of  $M_m$  and corresponding mean which take into account the typical for CPM correlations between  $M_m$  and monthly-averaged air temperature are presented.*

Расчет осредненных за длительный период времени (год, сезон и др.) концентраций загрязняющих веществ в атмосферном воздухе необходим при решении многих важных экологических задач. В их число входят оценки риска заболеваемости населения онкологическими, аллергическими и другими заболеваниями, нагрузок на различные компоненты окружающей природной среды (почву, растительность, водоемы), размеров санитарно-защитных зон предприятий и др. Для решения этих задач неоднократно применялись разработанные в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова математические модели расчета концентрации  $C$  загрязняющих веществ, осредненной за длительный период (Берлянд и др., 1979; Генихович и др., 1998; Генихович и др., 1999).

В основе этих моделей лежит предположение о том, что для источников, мощность  $M$  выброса которых не зависит от метеорологических параметров или не коррелирована с ними, осредненная за длительный период концентрация от точечного источника  $C(r, \varphi)$  в расчетной точке с полярными координатами  $r$  и  $\varphi$  определяется согласно формуле

$$C(r, \varphi) = \int \overline{M\tilde{C}'}(r, \omega) p(\omega) d\omega, \quad (1)$$

где  $\tilde{C}'(r, \varphi)$  — разовая (средняя за 20—30 мин) концентрация от линейного источника единичной мощности на расстоянии  $r$  от него;  $p(\omega)$  — совместная плотность вероятности комплекса метеорологических параметров  $\omega$ , соответствующая рассматриваемому периоду осреднения. В качестве  $\overline{M}$  для таких источников исполь-

зуется среднегодовое значение мощности выбросов, а комплекс метеопараметров  $\omega$  включает скорость ветра, направление ветра и параметр устойчивости пограничного слоя атмосферы  $\lambda$ .

Способы параметризации  $p(\omega)$  изложены в работах Берлянда и др. (1979, 1984), Гениховича и др. (1998). Для случая рассматриваемого в настоящей статье площадного источника концентрация сульфатов рассчитывается интегрированием по площади уравнения (1).

Для таких источников, как пылящие поверхности или загрязненные водоемы, мощность выбросов существенно зависит от текущих и предшествующих погодных условий. При осреднении концентрации по длительному периоду (году, сезону) нужно учитывать то, что мощность этих источников может значительно изменяться во времени. Так, в зимний период из-за наличия на подстилающей поверхности снежного покрова ветровой вынос пыли в атмосферу при любых погодных условиях практически отсутствует. В теплый сезон мощность таких источников может изменяться вследствие нестационарности погодных условий и свойств их поверхностных слоев. Существенно, что эти свойства также зависят от текущих и предшествующих условий погоды. Поэтому для указанных источников при расчете  $C(r, \varphi)$ , вообще говоря, нельзя использовать значения мощности выброса при «средних за год условиях», поскольку может оказаться необходимым учет зависимости  $M$  от температуры воздуха и характера подстилающей поверхности, интенсивности осадков и солнечной радиации и, возможно, от других метеорологических параметров.

В настоящей работе целесообразность учета зависимости мощности выбросов от метеопараметров подтверждается на примере одного из крупных и специфичных пылящих источников. Анализируемые экспериментальные данные были получены в ходе работ по мониторингу загрязнения окружающей среды в районе расположения садового бассейна мирабилита (СБМ) ОАО «Кучуксульфат» (Кулундинская степь, Алтайский край). Эти работы проводились в течение нескольких лет сотрудниками предприятия под методическим руководством и при участии специалистов Института земной коры им. акад. Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (ИЗК) Санкт-Петербургского государственного универ-

ситета. При этом наибольший объем исследований был выполнен в 1995—1997 гг. Основное внимание уделялось количественной оценке мощности выноса сульфатов за пределы СБМ.

Информация, представленная сотрудниками ИЗК В. В. Куриленко и М. В. Шитовым, была использована совместно специалистами ИЗК и ГГО при установлении для СБМ годового норматива предельно допустимого выброса сульфатов в атмосферу. Эта информация включала рассчитанные по методике Куриленко месячные значения мощности  $M_m$  (т/мес в пересчете на  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ) за пределы СБМ и данные визуальных наблюдений за динамикой пыления поверхности СБМ, высотой пылевого облака и метеорологической дальностью видимости (в том числе при формировании сульфатных метелей). Для анализа были также привлечены данные восьмисрочных наблюдений на ближайших метеостанциях Степное Озеро и Благовещенка, по которым, в частности, рассчитывались среднемесячные температура воздуха  $T_m$  и скорость ветра  $u_m$ , месячные суммы осадков  $I_m$  и прямой солнечной радиации  $P_m$ .

ОАО «Кучуксульфат» входит в число крупнейших в России производителей сульфата натрия ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ). Специфической особенностью этого производства является использование в качестве сырья мирабилита ( $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ ), содержащегося в больших концентрациях в рапе расположенного поблизости озера Кучук. Эта рапа закачивается в СБМ в течение нескольких месяцев один раз в три года. Площадь поверхности СБМ составляет около 6 км<sup>2</sup>. В теплый сезон осевшие в холодное время года сульфаты постепенно обезвоживаются. В результате на слое мирабилита образуется тонкий (толщиной обычно 1—2 см) поверхностный слой пылевидных сульфатов с преобладанием тенардита ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ).

Техническое название высохшей сульфатной пыли — пушонка — связано с быстрым возрастанием ее выноса в атмосферу при усилении ветра. По мере высыхания поверхностного слоя СБМ площадь пылящей поверхности и, следовательно, интенсивность ветрового выноса сульфатов при прочих равных условиях увеличиваются. В теплые сезоны на прилегающей к СБМ территории нередко отмечаются интенсивные сульфатные метели.



Район расположения ОАО «Кучуксульфат» характеризуется резко континентальным климатом со сравнительно небольшим количеством осадков и хорошо выраженным годовым и суточным ходом температуры воздуха. Устойчивый снежный покров, снижающий ветровой вынос сульфатов с поверхности СБМ, формируется в среднем в первой половине октября, продолжительность его залегания — около 150 дней. Существенное значение при анализе процесса выноса сульфатов с СБМ имеет учет характеристик ветрового режима. Средняя многолетняя повторяемость значений скорости ветра более 10 м/с составляет около 7 %. Значительная повторяемость умеренных и сильных ветров способствует развитию в Кулундинской степи естественных пыльных бурь, число которых достигает 20—25 за год. Более подробно климатическая характеристика района расположения СБМ рассматривается в работе Производство сульфата натрия... (2001).

Для СБМ характерен резко нестационарный вынос сульфатов в атмосферу. Зимой значения суммарной за месяц мощности  $M_m$  ветрового выноса сульфатов за пределы СБМ малы, прежде всего, из-за наличия на поверхности СБМ снежного и ледового покрова. Основной вынос сульфатов с СБМ происходит в теплый сезон, причем именно при сульфатных метелях. На рис. 1 сопоставлена динамика изменений  $M_m$  в период между двумя закачками рапы и среднемесячных температур воздуха  $T_m$  за этот период. Как видно из этого рисунка, между изменениями указанных характеристик имеется определенная корреляционная зависимость.

Более детальный анализ корреляционных связей между  $M_m$  и метеорологическими характеристиками проводился для периода январь 1995 г. — май 1997 г. (в июне 1997 г. началась закачка рапы в СБМ). В табл. 1 приведены коэффициенты линейной корреляции  $R$  между  $M_m$  и рассматриваемыми метеорологическими характеристиками за этот период.

Таблица 1

Коэффициенты линейной корреляции  $R$  между  $M_m$  и метеорологическими характеристиками, январь 1995 г. — май 1997 г.

Метеохарактеристика .....	$T_m$	$\Pi_m$	$I_m$	$u_m$	$u_{m \max}$
Коэффициент $R$ .....	0,9	0,78	0,57	-0,47	0,19

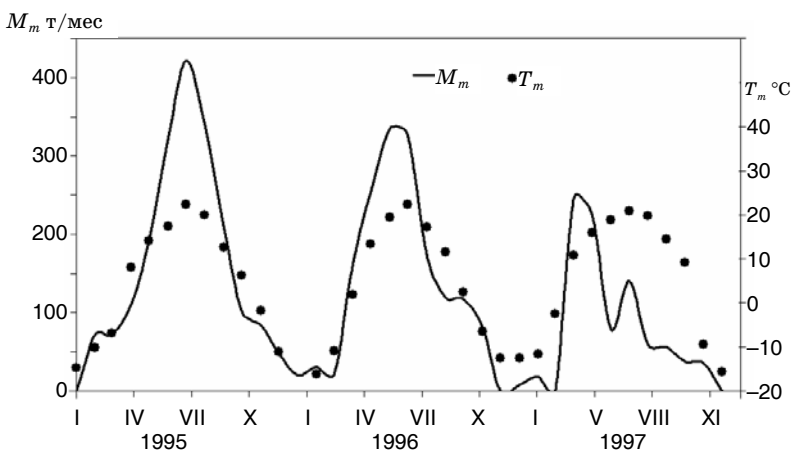


Рис. 1. Динамика изменений  $M_m$  и  $T_m$ .

Наиболее тесная положительная корреляция обнаруживается между  $M_m$  и  $T_m$ . Природа значимости корреляционной зависимости очевидна. Повышение температуры воздуха при прочих равных условиях приводит к усилению процесса дегидратации сульфатов, влияющего на их кристаллическую структуру в поверхностном слое сульфатной пыли, увеличению толщины этого слоя и доли легко выносимых сульфатов, в том числе тенардита. При понижении температуры воздуха доля легко выносимых сульфатов в поверхностном слое уменьшается. Это подтверждается характером связи между  $M_m$  и  $T_m$  (рис. 1 и 2).

Наблюдается положительная корреляционная связь между  $M_m$  и  $\Pi_m$ . Очевидно, что характер годового изменения  $\Pi_m$  подобен характеру годового изменения температурного режима.

Представляет интерес положительная корреляция между  $M_m$  и  $I_m$  (коэффициент линейной корреляции  $R = 0,57$ ). Вероятно, она обусловлена, прежде всего, существенной корреляционной связью между  $I_m$  и  $T_m$ . Это, по-видимому, свидетельствует о возрастании по мере повышения  $T_m$  суммарной за месяц интенсивности кратковременных ливневых осадков в жаркую погоду. Кроме того, по данным специалистов ИЗК, кратковременные ливневые дожди способствуют ветровому выносу сульфатов за счет разрушения поверхностной корочки. По-видимому, зависи-

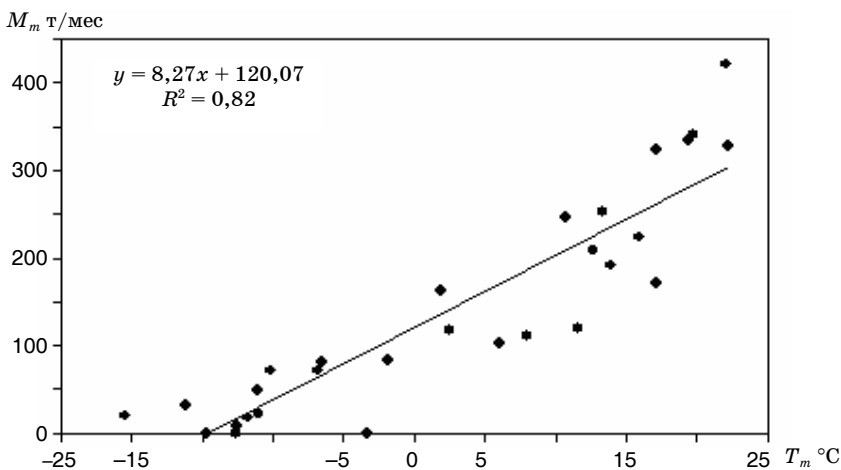


Рис. 2. Корреляционная зависимость между  $M_m$  и  $T_m$ .

мость мощности выноса сульфатов  $M_m$  от  $I_m$  является нелинейной, поскольку начальный «рост»  $M_m$  связан с размыванием корочки, а при дальнейшем усилении осадков происходит вымывание сульфатов из воздуха и уменьшение содержания тенардита в поверхностном слое на СБМ.

Отметим, что между  $M_m$  и  $u_m$  отмечается, хотя и не тесная, но в целом отрицательная корреляция. При ежегодно наблюдаемом интенсивном увеличении  $M_m$  в середине теплого сезона (см. рис. 1) значения  $u_m$  от месяца к месяцу существенно не изменяются, несколько возрастают в холодный сезон и уменьшаются в теплый. В то же время в июне—августе 1995 г. было отмечено шесть, а в апреле—июне 1996 г. — семь пыльных бурь и метелей. Это позволяет сделать вывод о том, что основной вынос сульфатов происходит при сульфатных метелях.

В качестве примера приведем информацию о двух эпизодах интенсивного пыления (сульфатных метелях) в районе СБМ. В период сульфатной метели 21 мая 1992 г. разовая концентрация  $q$  (мг/м<sup>3</sup>) сульфатов (в пересчете на Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>) в воздухе над поверхностью СБМ изменялась от 307 мг/м<sup>3</sup> во время ослабления ветра до 734 мг/м<sup>3</sup> при его усилении. При этом скорость ветра  $u$  изменялась от 9 до 20 м/с. На удалении  $L = 700$  м от СБМ концентра-

ция  $q$  уменьшилась до  $30 \text{ мг/м}^3$ . Значение критической скорости ветра  $u_{\text{кр}}$ , с которой начинается пыление, для этого эпизода оценивалось равным  $9 \text{ м/с}$ .

Визуальные наблюдения за процессом пыления 24 августа 1999 г. показали, что хорошо наблюдаемое пыление началось на микровозвышенностях, расположенных на высохших участках поверхности СБМ. Сначала для каждого пыльного шлейфа можно было установить конкретный участок поверхности СБМ, где он сформировался. Через 20—30 мин эти шлейфы начали подниматься при порывах ветра на высоту до 30 м. При ослаблении ветра они теряли форму и рассеивались за 10—15 с. Примерно через час шлейфы стали более многочисленными и потеряли связь с конкретными участками поверхности СБМ. После этого наблюдалось пыление всей поверхности СБМ. Метеорологическая дальность видимости при этом уменьшилась до 600 м, а высота верхней границы пылевого облака достигла 50 м. Этот эпизод продолжался примерно 1,5 ч и закончился при ослаблении порывов ветра до 5—7 м/с.

Из анализа данных визуальных наблюдений, а также измерений концентрации и выпадений сульфатов на СБМ и прилегающих к нему участках местности следует, что активное пыление на отдельных микровозвышенностях СБМ начинается со скорости ветра  $u = u_{\text{кр}}$ , равной 5—7 м/с. Эпизоды активного пыления наблюдаются либо в весенний период, когда повторяемость скорости ветра более 7 м/с максимальна, либо в летний период, когда при относительно малой повторяемости сильных ветров возможность пыления определяет состояние поверхности СБМ.

Рассмотрение среднемесячных характеристик, однако, показывает, что пыление такого источника, как СБМ, определяется, в первую очередь, температурой воздуха. Влияние других метеорологических характеристик может быть частично учтено через их корреляционные связи с  $T_m$ . В частности, для рассматриваемого периода коэффициент линейной корреляции между  $T_m$  и  $\Pi_m$  составляет 0,78, а между  $T_m$  и  $I_m$  — 0,57.

На основе выполненных проработок была получена формула, позволяющая с учетом нелинейности корреляционных связей рассчитать мощность  $M_m$  выноса сульфатов за пределы СБМ в

зависимости от  $T_m$ . Для этого предварительно было проведено сглаживание имеющихся экспериментальных данных о мощности  $M_m$  выноса. Зависимость сглаженных значений  $\tilde{M}_m$  от  $T_m$  представлена на рис. 3.

Полученное уравнение имеет следующий вид:

$$\tilde{M}_m = M^0 \exp(\alpha T_m), \quad (2)$$

где  $M^0$  и  $\alpha$  — размерные константы:  $M^0 = 97,945$  т/мес,  $\alpha = 0,0572$  °C<sup>-1</sup>.

Формула (2) применима для расчета  $M_m$  не только для теплых, но и для холодных сезонов.

На рис. 4 рассчитанные по формуле (2) значения мощности  $M_{mc}$  сопоставлены с экспериментально определенными фактической  $M_{me}$  (рис. 4 а) и сглаженной  $\tilde{M}_{me}$  (рис. 4 б) мощностью выноса. Можно отметить, что, хотя формула (2) построена по сглаженным значениям  $\tilde{M}_{me}$ , фактические значения  $M_{me}$  также оцениваются достаточно хорошо. Коэффициент корреляции  $R$  между рассчитанными и экспериментальными значениями  $M_m$  составляет 0,94 для фактических и 0,95 для сглаженных значений. Угловой коэффициент в уравнении регрессии равен 0,81 и 0,89 соответственно.

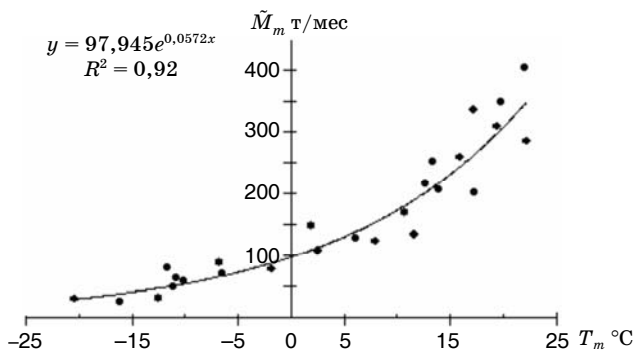


Рис. 3. Зависимость  $\tilde{M}_m$  от  $T_m$ .

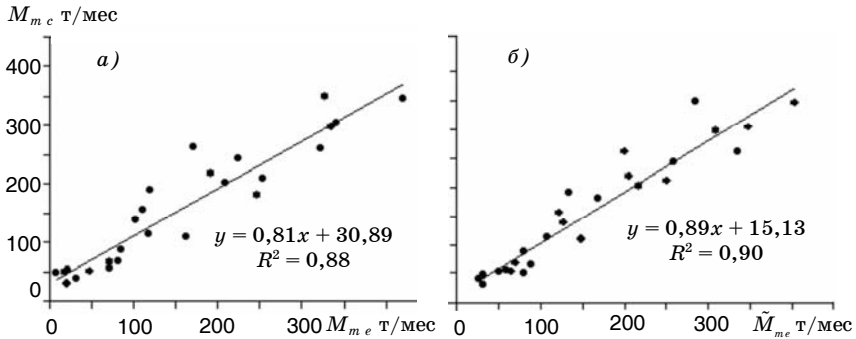


Рис. 4. Сопоставление экспериментально определенных фактической (а) и сглаженной (б) мощности  $M_{m e}$  с рассчитанной  $M_{m c}$ .

Таким образом, можно отметить, что для такого специфично-го источника, каким является СБМ, изменения его суммарной за месяц мощности могут быть с достаточной точностью рассчитаны по среднемесячной температуре воздуха. Это означает, что при расчете для прилегающей к СБМ территории концентраций, осредненных за длительный период, формулу (1) можно переписать в следующем виде:

$$C(r, \varphi) = \int M_m(T_m) \tilde{C}'(r; u, \lambda) p(\varphi, u, \lambda, T_m) du d\lambda dT_m. \quad (3)$$

При предположении о независимости распределений средне-месячной температуры  $T_m$  и комплекса параметров  $(\varphi, u, \lambda)$  можно представить совместную плотность вероятности  $p(\varphi, u, \lambda, T_m)$  в сле-дующем виде:

$$p(\varphi, u, \lambda, T_m) = p_1(T_m) p_2(\varphi, u, \lambda). \quad (4)$$

Тогда формула (3) может быть записана в виде

$$C(r, \varphi) = M^* C_a(r, \varphi), \quad (5)$$

где  $M^*$  — эффективное значение осредненной за длительный пе-риод мощности ветрового выноса сульфатов за пределы СБМ,

$$M^* = \int M_m(T_m) p_1(T_m) dT_m, \quad (6)$$

$$C_a(r, \varphi) = \int \tilde{C}'(r; u, \lambda) p_2(\varphi, u, \lambda) du d\lambda. \quad (7)$$

Для обеспечения расчета  $M^*$  была проведена обработка среднемесячных значений температуры за март—ноябрь 1995—1998 гг. и построена эмпирическая плотность вероятности распределения температур  $T_m$  воздуха в виде

$$p_1(T_m) = -10,3 \cdot 10^{-7} T_m^3 + 6,52 \cdot 10^{-5} T_m^2 - 9,61 \cdot 10^{-5} T_m + 0,0154$$

при  $-12,4 \leq T_m < 29$ . (8)

Вне указанного в формуле (8) интервала изменения  $T_m$  принимается  $p_1 = 0$ .

Подставив формулы (2) и (8) в формулу (6), после численного интегрирования получим, что эффективное значение мощности  $M^*$  за рассматриваемый период осреднения составляет 235,2 т/мес, что соответствует значению месячного выноса при температуре  $T = 18,5$  °С. Это эффективное значение мощности выноса может быть использовано при расчетах поля  $C(r, \varphi)$  без модификации обычных расчетных формул с использованием существующих программ расчета концентраций, осредненных за длительный период. Следует отметить, что при подстановке в формулу (6) средней за рассматриваемый период температуры воздуха, равной 11,5 °С, эффективная мощность выброса была бы занижена в 1,3 раза. Вопросы расчета мощностей выноса пылевых частиц с СБМ и других пылящих источников рассматриваются также в работе Оникула, Яковлевой (2006).

Необходимо отметить, что в настоящее время при расчете  $C_a(r, \varphi)$  по формуле (7) используется предположение о независимости  $\varphi$  от  $u$  и  $\lambda$ . В этом случае плотность вероятности  $p_2(\varphi, u, \lambda)$  описывается следующей формулой:

$$p_2(\varphi, u, \lambda) = p(\varphi) p'(u) p''(\lambda), \quad (9)$$

где  $p(\varphi)$  — плотность вероятности противоположного  $\varphi$  направления ветра (при круговой розе ветров  $p(\varphi) = 1/2\pi$ );  $p'(u)$ ,  $p''(\lambda)$  — плотности вероятности  $u$  и  $\lambda$  соответственно.

Однако при расчете  $C'(r, \varphi)$  необходим учет специфики условий климата района расположения источника. В частности, для рассматриваемого в данной работе СБМ одной из таких особенностей является существенная корреляция между скоростью  $u$  и направлением ветра. Об этом, например, свидетельствуют представленные на рис. 5 среднегодовые розы ветров, рассчитанные по всему объему данных (рис. 5 а) и при скоростях ветра  $u \geq 7$  м/с (рис. 5 б) (метеостанция Благовещенка, 1995—1998 гг.).

Основной вынос сульфатов за пределы СБМ отмечается при сульфатных метелях, т. е. при умеренных и сильных ветрах. Это позволяет с достаточной для практики точностью рассчитывать  $C_a(r, \varphi)$  для условий равновесной стратификации приземного слоя атмосферы (Оникул, Яковлева, 2008). В то же время особенности климата района расположения СБМ обуславливают необходимость использования при расчете  $C_a(r, \varphi)$  совместной плотности вероятности скорости и направления ветра.

Приведенная информация о процессе пыления крупного промышленного площадного источника, каким является СБМ, показала, что для него в значительной степени характерны те же закономерности, что и для природных процессов ветровой эрозии

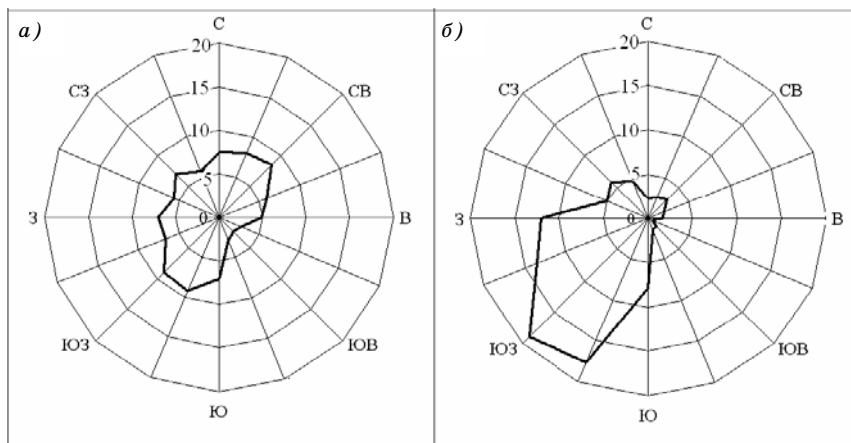


Рис. 5. Повторяемость (%) направлений ветра с учетом слабых ветров (а) и для скорости ветра  $u \geq 7$  м/с (б).



подстилающих поверхностей. Это относится к необходимости учета при расчете мощности ветрового выноса пылевых частиц свойств поверхностного слоя, в том числе критической скорости ветра  $u_{кр}$ , являющейся комплексной характеристикой этих свойств, а также текущих и предшествующих погодных условий, прежде всего режима температуры воздуха, ветра и осадков (Оникул, Яковлева, 2001, 2002).

Анализ имеющихся данных позволяет сделать вывод о том, что для пыления такого источника, как СБМ, определяющим является температурный режим, от которого зависит состояние поверхностного слоя пылевидных сульфатов. От температурного режима, в первую очередь, зависят проходящие в этом слое сложные процессы. При этом, чем выше средняя температура воздуха в предшествующий период времени, тем меньше  $u_{кр}$ . Это также увеличивает ветровой вынос сульфатов в атмосферу. Влияние других метеорологических параметров может быть в значительной степени учтено через их корреляционные зависимости с температурой воздуха.

Исследованная зависимость мощности рассматриваемого источника от температурного режима позволяет рассчитать эффективное значение мощности ветрового выноса сульфатов с СБМ, которое может быть использовано при расчетах пространственного распределения осредненных концентраций с применением существующих программ расчета загрязнения атмосферного воздуха. Выполненные проработки также будут полезны при развитии указанных программ.

Приведенные результаты могут быть использованы для расчета концентраций, осредненных за длительный период для источников рассматриваемого класса, как за прошедшие годы, так и на перспективу с учетом климатических характеристик района размещения источника или прогноза ожидаемого изменения температурного режима. Представляется также, что учет полученных результатов будет полезен при разработке методов установления нормативов выбросов загрязняющих веществ в атмосферу для источников рассматриваемого класса, а также ряда других. Выполненный анализ подтверждает целесообразность проведения на крупных промышленных источниках и прилегающих к ним территориях комплексного мониторинга. Стати-

стическая обработка результатов такого мониторинга может, в частности, быть использована для уточнения результатов расчета осредненных за длительный период мощностей рассматриваемых источников и характеристик загрязнения воздуха.

В заключение выражаю благодарность сотрудникам Института земной коры Санкт-Петербургского государственного университета В. В. Куриленко и М. В. Шитову за предоставленные экспериментальные данные.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Берлянд М. Е., Генихович Е. Л., Канчан Я. С., Оникул Р. И., Чичерин С. С., 1979. О расчете среднегодовых концентраций примеси в атмосфере от промышленных источников. — Труды ГГО, вып. 417, с. 3—18.

Берлянд М. Е., Генихович Е. Л., Чичерин С. С., 1984. Теоретические основы и методы расчета поля среднегодовых концентраций примесей от промышленных источников. — Труды ГГО, вып. 479, с. 3—17.

Генихович Е. Л., Берлянд М. Е., Грачева И. Г., Елисеев В. С., Зив А. Д., Оникул Р. И., Филатова Е. Н., Хуршудян Л. Г., Чичерин С. С., Яковлева Е. А., 1998. Оперативная модель расчета концентраций, осредненных за длительный период. — Труды ГГО, вып. 549, с.11—31.

Генихович Е. Л., Берлянд М. Е., Оникул Р. И., 1999. Развитие теории атмосферной диффузии как основа для разработки атмосфероохранных мероприятий. — В кн.: Современные исследования Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова. К 150-летию со дня основания. Юбилейный сборник. Т. 1. — СПб.: Гидрометеиздат, с. 84—98.

Оникул Р. И., Яковлева Е. А., 2001. О расчете мощности ветрового выноса пылевидных веществ в атмосферу от наземных площадных источников. — Инф. бюллетень № 2 (24) «Вопросы охраны атмосферы от загрязнения», с. 7—47.

Оникул Р. И., Яковлева Е. А., 2002. Об учете некоторых особенностей промышленных источников при расчете загрязнения воздушного бассейна. В сб.: Проблемы физики пограничного слоя атмосферы и загрязнения воздуха. К 80-летию проф. М. Е. Берлянда. — СПб.: Гидрометеиздат, с. 76—99.

Оникул Р. И., Яковлева Е. А., 2006. О расчете суммарных за длительный период времени мощностей ветрового выноса пылевидных загрязняющих веществ в атмосферу от промышленных наземных площадных источников. — Инф. бюллетень № 2 (34) «Вопросы охраны атмосферы от загрязнения», с. 78—125.

Оникул Р. И., Яковлева Е. А., 2008. Аналитическая аппроксимация численного решения уравнения атмосферной диффузии тяжелой примеси. — Труды ГГО, вып. 557, с. 184—196.

Производство сульфата натрия из рассолов озера Кучук, 2001/Под ред. Е. Е. Фроловского. — СПб.: Изд-во СПбГУ.— 444 с.

УДК 551.510.04

## К ВОПРОСУ О ЗАКИСЛЕНИИ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ В РОССИЙСКОЙ АРКТИКЕ

*Н. А. Першина, А. И. Полищук, П. Ф. Свистов*

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

*Рассматриваются материалы сети мониторинга химического состава атмосферных осадков на территории России, регулярно выполняющей наблюдения силами специалистов Росгидромета. Основное внимание уделено содержанию в атмосферных осадках серы, азота и величине рН. Проанализированы данные на российской территории Арктики по 18 станциям за период с 1990 по 2004 г.*

*Полученные результаты позволяют сделать вывод о том, что в последние годы закисления осадков в этой зоне России не происходит.*

*Осадки с повышенной кислотностью выпадают только на территории Кольского полуострова, где величина рН в 60 % случаев составляет 5,0, достигая иногда 3,2. Изменение кислотности в Атлантическом и Сибирском регионах происходит в сторону ее снижения. В Тихоокеанском регионе тренд кислотности не наблюдается.*

## ON THE PROBLEM OF ATMOSPHERIC PRECIPITATION ACIDIFICATION IN RUSSIAN ARCTIC

*N. A. Pershina, A. I. Polischouk, P. F. Svistov*

Voeikov Main Geophysical Observatory

*The analysis of monitoring network at chemical atmospheric precipitation data at the territory of Russia is presented. This monitoring is regularly provided by Roshydromet. The general attention has been paid to the content of sulfur and nitrogen and also to pH*

*quantity in atmospheric precipitation. Data of 18 stations in Russian Arctic region over a period of 1990—2004 was analyzed.*

*The results lead us to a conclusion that in recent years there had been no precipitation process acidification in Russian Arctic.*

*Precipitation with increased acidity was observed only in Kola Peninsula, where pH quantity has value of 5.0 in 60 % cases and in some cases reaches 3.2. Acidity changes in Atlantic and Syberia regions tend toward certain reduction. In Pacific region there's no acidity trend observed.*

## **Введение**

В 1991 г. в рамках Стратегии защиты окружающей среды Арктики была учреждена программа Arctic Environment Protection Strategy (AEPS), которая предназначена для проведения наблюдений за уровнями ряда антропогенных загрязняющих веществ и оценки их влияния во всех частях Арктики. Первые публикации AEPS (Загрязнение Арктики, АМАР, 1997 и АМАР, 1998) представляют собой отчеты (доклады), подготовленные АМАП (Arctic Monitoring and Assessment Programme) по материалам национальных и международных программ мониторинга восьми государств Арктического региона. В последующие годы отчеты подготавливались по следующим направлениям: Human Health, Influence of Global Climate on Contaminant Pathways, Persistent Organic Pollutants (POPs), Radioactivity, Heavy Metals.

Область Арктического региона приведена на рис. 1.

В 2005—2006 г. авторы принимали участие в подготовке разделов в докладах Acidifying Pollutants, Arctic Haze, and Acidification in the Arctic и Acidification and Arctic Haze (АМАР Assessment, 2006). В этих изданиях обобщены материалы за 15-летний период — с 1990 по 2004 г. В настоящей работе приводятся некоторые из полученных авторами результатов.

Антропогенное закисление окружающей среды является одной из актуальных проблем современной экологии. В конце прошлого столетия глобальное загрязнение атмосферы основными кислотообразующими веществами (оксидами серы и азота) привело к формированию кислотных осадков, обусловивших закисление подстилающей поверхности.



В качестве критического можно принять значение рН осадков, равное 4,0. В водоемах с  $\text{pH} \leq 4$  фактически прекращается развитие биоты. В почвах увеличивается подвижность ионов алюминия, меди, кадмия и свинца, что приводит к угнетению роста и гибели растений. На подкисленные почвы плохо действуют минеральные удобрения, возрастает денитрификация (Моисеенко, 2003).

Серная и азотная кислоты, которые образуются в облачных элементах и атмосферных осадках при растворении газовых примесей в воздухе, относятся к наиболее сильным кислотам. Аммиак во влажном воздухе переходит в ион аммония, слегка подщелачивая осадки. Диоксид углерода влияет на величину рН атмосферных осадков, повышая ее значение в кислых осадках до равновесного состояния (5,65).

В докладе АМАР (АМАР Assessment, 2006) приведены оценки динамики эмиссии  $\text{SO}_2$  и  $\text{NO}_x$  за 1992—2004 гг. и их содержания в воздухе Арктического региона за период с 1992 по 2004 г. Эти оценки указывают на постепенное и значительное снижение объема выбросов  $\text{SO}_2$  практически во всех промышленных центрах, кроме Норильска. В Норильске ежегодный объем выбросов  $\text{SO}_2$  в течение этого периода держался на примерно одинаковом уровне — около 2000 кт. В начале периода он превышал объем выбросов других промышленных центров на порядок, а к концу 2004 г. — в 20 и более раз. При этом изменение содержания  $\text{SO}_2$  в воздухе, например, в Никеле уменьшилось в семь раз, а в Норильске до 2001 г. содержание  $\text{SO}_2$  оставалось примерно на одном уровне (с некоторыми уменьшениями в проблемные годы — 1994 и 1998) и лишь в 2002 г. уменьшилось примерно в два раза.

### Использованные материалы

Для анализа использовались материалы сети мониторинга химического состава атмосферных осадков на территории России, регулярно выполняющей наблюдения силами специалистов Росгидромета. Основное внимание здесь уделено содержанию в атмосферных осадках серы, азота и величине рН.

Рассмотрены материалы 18 станций российской территории Арктики за период с 1990 по 2004 г. По климатическим особенностям весь регион разделен на три области:

*атлантическую* — от западной границы до предгорий полярного Урала, на территории которой расположены станции Зареченск, Падун, Мурманск, Краснощелье, Мудьюг, Архангельск и Нарьян-Мар;

*сибирскую* — восточнее полярного Урала до северной части бассейна реки Лены — станции Уренгой, Диксон, Туруханск, Норильск, Полярный, Жиганск, Кюсюр, Тикси. Отметим здесь, что Туруханск в 1962 г. был выбран в качестве фоновой станции ВАРМоN ВМО, в дальнейшем Глобальной службы атмосферы (ГСА) ВМО;

*тихоокеанскую* — станции Депутатский, Усть-Мома, Палатка.

Для того чтобы иметь представление о природном уровне концентраций, отдельно проанализированы данные следующих станций, на которых содержание компонентов в атмосферных осадках приближены к фоновому уровню (Ежегодные данные, 2006): Зареченск, Падун, Краснощелье, Нарьян-Мар, Уренгой, Туруханск, Жиганск, Депутатский, Усть-Мома и Палатка. Результаты сведены в отдельную таблицу.

В ходе анализа рассматривались средневзвешенные значения концентраций веществ за год, а также за холодный (декабрь—февраль) и теплый (июнь—август) периоды. Приводятся значения частоты распределения концентраций по месячным значениям сульфатной серы, азота нитратного и аммонийного и величины рН, показана пространственная и временная изменчивость этих величин.

### **Краткая характеристика атмосферных осадков на территории Российской Арктики**

Во всех трех указанных выше областях основной вклад в общее количество осадков вносят обложные дожди и смешанные осадки из фронтальных циклонов. Обычно в этих циклонах роль теплого воздуха играют континентальные воздушные массы.

Средневзвешенные концентрации серы, азота (мг/л) и величина рН на станциях фонового уровня за период 1990—2004 гг.

Область	Серя (S)		Азот нитратный (NO <sub>3</sub> )		Азот аммонийный (NH <sub>4</sub> )		ΣN	N(NH <sub>4</sub> ) N(NO <sub>3</sub> )	S/ΣN	рН					
	сред- нее	мин. макс.	сред- нее	мин. макс.	сред- нее	мин. макс.				сред- нее	мин. макс.				
	Холодный период (январь—декабрь)														
Атлантиче- ская	0,43	0,02	1,40	0,16	0,01	0,68	0,35	0,03	1,21	0,51	2,19	0,84	5,70	4,35	6,60
Западный район	0,20	0,02	0,59	0,05	0,01	0,12	0,19	0,03	0,54	0,24	3,74	0,83	5,38	4,35	6,23
Восточный район	0,65	0,33	1,40	0,27	0,07	0,68	0,50	0,05	1,21	0,77	1,88	0,85	5,99	5,50	6,60
Сибирская	0,60	0,12	2,49	0,13	0,01	0,61	0,55	0,02	3,20	0,68	4,23	0,88	6,10	4,90	7,10
Тихоокеан- ская	0,68	0,23	2,23	0,14	0,01	0,67	0,56	0,04	2,62	0,70	4,00	0,97	6,50	5,10	7,50
Теплый период (июнь—август)															
Атлантиче- ская	0,41	0,04	1,67	0,07	0,00	0,42	0,28	0,04	1,25	0,35	4,00	1,17	5,63	4,64	6,59
Западный район	0,18	0,04	0,40	0,02	0,00	0,06	0,15	0,00	0,58	0,17	7,67	1,07	5,26	4,64	6,59



Восточный район	0,64	0,27	1,07	0,11	0,00	0,24	0,42	0,03	0,93	0,53	3,71	1,19	6,00	5,10	7,00	
	0,40	0,13	1,49	0,12	0,01	0,34	0,35	0,01	1,70	0,47	2,92	0,85	6,20	5,20	7,20	
	0,84	0,20	4,00	0,10	0,02	0,33	0,37	0,06	1,62	0,47	3,70	1,79	6,40	5,60	7,10	
Год																
Атлантичская	1,10	0,02	1,78	0,40	0,00	0,59	0,80	0,00	1,36	1,20	2,00	0,92	5,50	4,20	7,10	
	0,70	0,12	2,65	0,20	0,01	0,68	0,30	0,01	3,20	0,50	1,50	1,40	6,00	4,70	7,30	
	0,80	0,20	3,88	0,25	0,01	1,73	0,80	0,03	2,62	1,05	3,20	0,76	6,40	5,00	7,70	

По количеству осадков, их происхождению и сезонному распределению в *атлантической* области можно выделить два района: западный и восточный. В первом преобладают процессы, формирующиеся над Атлантикой и Западной Европой. На второй район основное влияние оказывает восточноевропейская часть континента, здесь возрастает содержание карбонатов. Месячная сумма осадков в регионе в среднем колеблется от 25 до 78 мм.

В отличие от европейской части России в *сибирском* регионе Арктики климатические изменения происходят медленнее. Осадки здесь связаны в основном с регенерацией европейских циклонов на арктическом фронте.

В *тихоокеанской* области годовое количество осадков увеличивается до 400—500 мм, а месячное составляет от 5 до 65 мм. Господство антициклона в зимний период приводит к тому, что основная масса осадков (до 90%) выпадает здесь в виде дождей и мокрого снега.

### *Сера сульфатная*

Среднее месячное значение концентрации серы сульфатной в атмосферных осадках по всем станциям *атлантической* зоны за весь период составило 1,8 мг/л. В 70 % случаев содержание серы не превышало 2,0 мг/л (рис. 2 а). Лишь в 17 случаях концентрация серы превысила 10 мг/л, а максимальное ее значение составило 23,3 мг/л. В основном такие случаи отмечены на станциях, расположенных вблизи промышленных центров (Архангельск, Мурманск, Мудьюг). На станциях, слабо подверженных антропогенному влиянию, содержание серы в среднем по периодам составляет 0,4 мг/л, а в среднем за год — 1,1 мг/л (см. таблицу).

Рассматривая концентрации серы сульфатной в атмосферных осадках в *сибирском* регионе, приходится отметить, что здесь выделяется станция Норильск. Поэтому оценка содержания серы сульфатной была выполнена без учета данных станции Норильск (рис. 2 б) и отдельно для этой станции (рис. 2 в).

Содержание серы в месячных суммах осадков региона (без учета данных станции Норильск) в основном не превышает 0,89 мг/л. Максимум за весь период составил 16,85 мг/л.

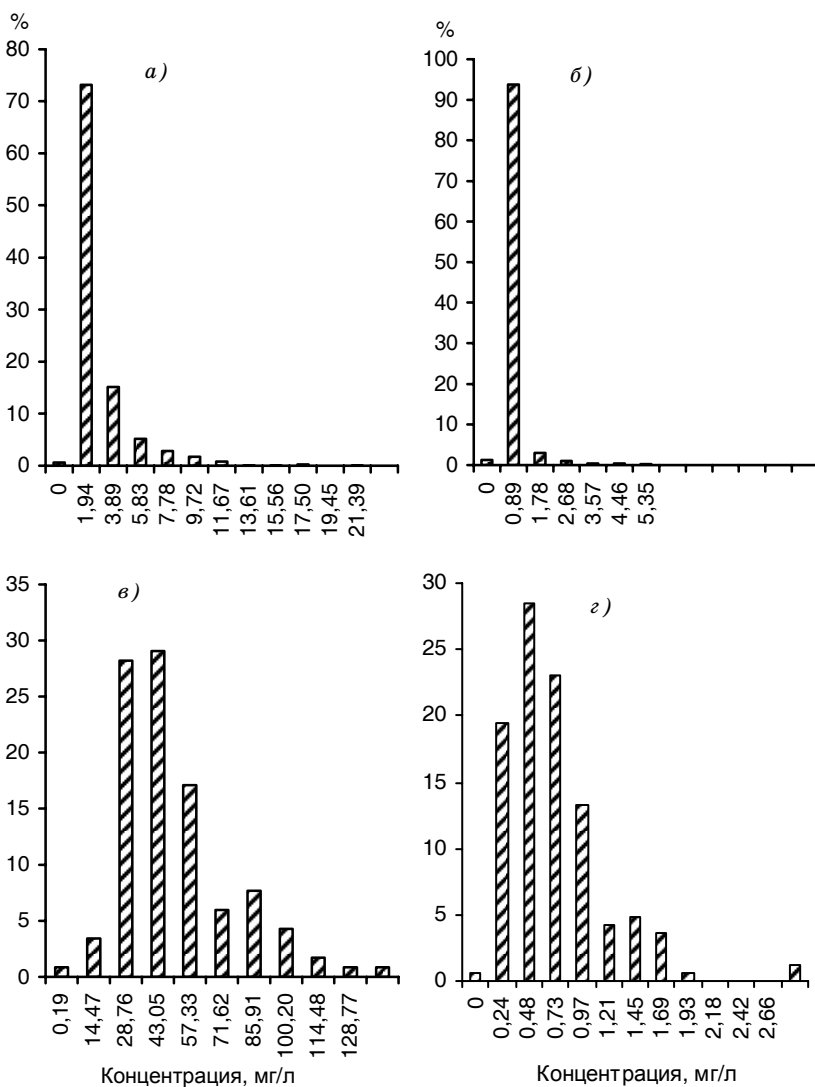


Рис. 2. Повторяемость (%) среднемесячных значений концентрации сульфатной серы в атмосферных осадках.

*а* — атлантический регион, *б* — сибирский регион (без Норильска), *в* — г. Норильск (сибирский регион), *г* — ст. Туруханск (сибирский регион).

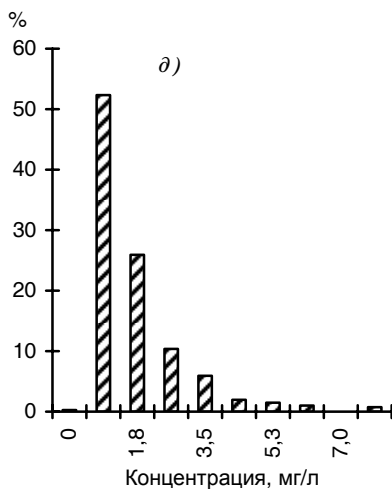


Рис. 2. Продолжение.  
 д — тихоокеанский регион.

В 87 % случаев содержание серы в атмосферных осадках на станции Норильск находится в диапазоне 30,0—60,0 мг/л, максимум составил 143,1 мг/л. Это самые высокие значения не только в *сибирском* регионе, но и на всей территории России. По всей видимости, в Норильске не происходит полного вымывания серы атмосферными осадками (время от времени происходит накапливание серы в атмосферном воздухе). В результате на подстилающую поверхность периодически выпадают сильно загрязненные осадки (содержание серы до 50—60 мг/л), особенно в мае и сентябре.

На станциях условно фоновой нормы (Уренгой, Туруханск, Жиганск) содержание серы изменяется в основном от 0,12 до 2,65 мг/л, достигая минимальных значений в теплые и весенние месяцы (см. таблицу).

Наиболее чистой в рассматриваемом регионе является станция Туруханск (ГСА ВМО). Средняя за весь период концентрация серы сульфатной составила 0,61 мг/л (рис. 2 з), максимальное значение не превышало 2,9 мг/л. В 85 % случаев концентрация не превышала 1,0 мг/л.

Следует отметить, что характер годового хода среднемесячных значений концентраций серы сульфатной в атмосферных осадках на станциях Норильск и Туруханск за этот период совпадает (рис. 3). В Норильске среднемесячное содержание сульфатов всегда превышает фоновый уровень, отмеченный на станции Туруханск в 50—60 раз, а средняя концентрация за год — в 10 раз.

Среднее значение концентрации серы сульфатной в атмосферных осадках в *тихоокеанском* регионе составило 1,4 мг/л. В 85 % случаев концентрация серы в осадках не превышала 1,7 мг/л (рис. 2 б), и только в десяти случаях превысила значение 5 мг/л.

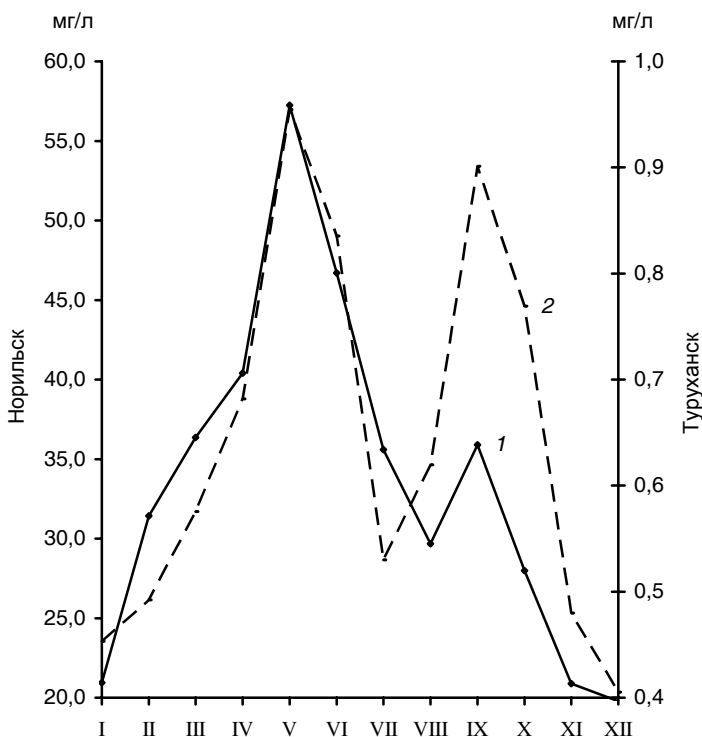


Рис. 3. Годовой ход концентрации (мг/л) серы сульфатной в атмосферных осадках Норильска (1) и Туруханска (2).

### ***Азот нитратный***

В целом содержание азота нитратного в *атлантическом* регионе невысокое, среднемесячное значение равно 0,31 мг/л. Повышенные значения концентрации азота нитратного (более 1,5 мг/л) наблюдались только в 13 случаях. При этом максимум составил 3,61 мг/л (рис. 4 а). На условно фоновых станциях (Зареченск, Падун, Краснощелье) почти в 85 % случаев концентрация азота нитратного составляла от 0,1 до 0,7 мг/л (см. таблицу).

В *сибирском* регионе в 94 % случаев концентрация азота нитратного в атмосферных осадках не превышала 2,3 мг/л (рис. 4 б). Максимальные значения концентрации (около 6,5 мг/л) наблюдались на станциях Диксон и Кюсюр, что, возможно, связано со случаями локального загрязнения.

На фоновой станции Туруханск содержание азота нитратного более чем в 70 % случаев не превышало 0,2 мг/л (рис. 4 в). Такие же средние значения азота нитратного характерны и для других фоновых станций (см. таблицу).

Содержание азота нитратного в осадках в *тихоокеанском* регионе невысокое и в среднем составило 0,2 мг/л. В половине случаев значения концентрации не превышали 0,14 мг/л (рис. 4 г). Даже максимальное значение за весь период составило лишь 1,7 мг/л.

### ***Азот аммонийный***

Содержание азота аммонийного в осадках в *атлантическом* регионе составило в среднем около 1 мг/л. В 86 % случаев концентрация азота аммонийного не превышала 1,4 мг/л (рис. 5 а). В 20 случаях содержание азота аммонийного достигало 4 мг/л, а абсолютный максимум составил 16,64 мг/л.

В *сибирском* регионе содержание азота аммонийного в осадках, как правило, не превышает 0,5 мг/л (рис. 5 б). Лишь на станции Кюсюр наблюдались максимальные концентрации — свыше 5,0 мг/л, что, как и повышенные концентрации азота нитратного, возможно, связано со случаями локального загрязнения.

Для фоновой станции Туруханск среднее значение в рассматриваемый период составило около 0,3 мг/л, максимальное значение — 1,38 мг/л, минимальное — 0,01 мг/л.

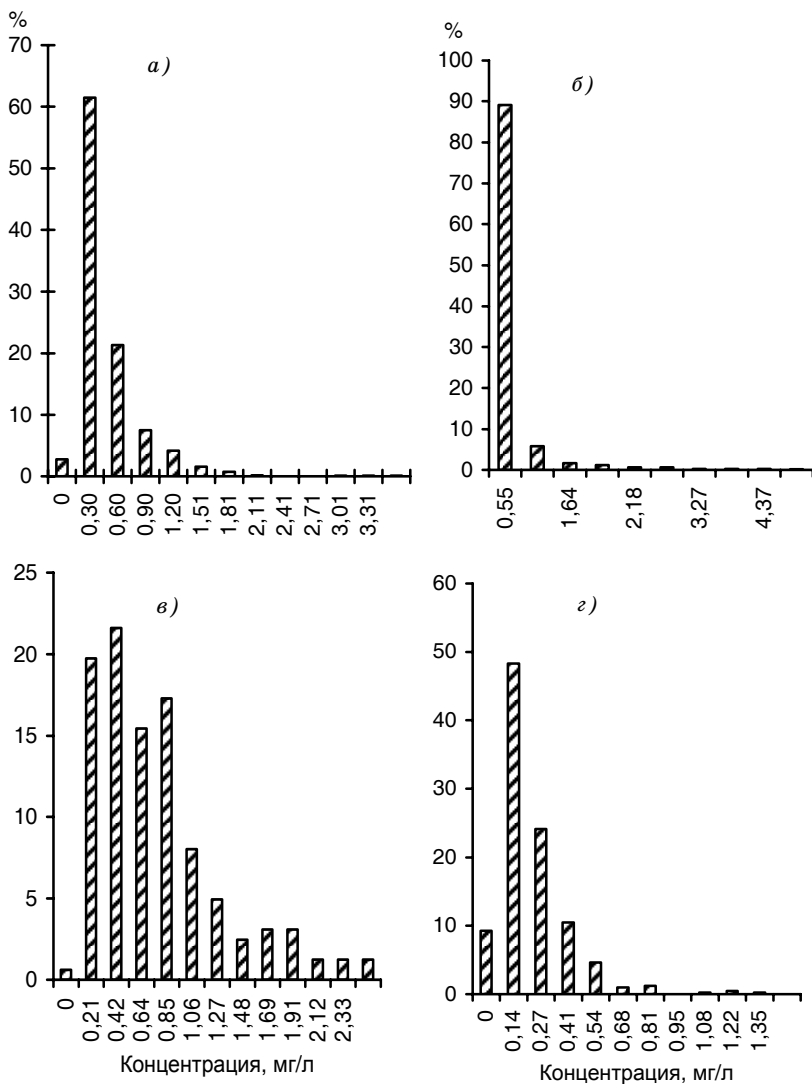


Рис. 4. Повторяемость (%) значений концентраций азота нитратного в атмосферных осадках.

*а* — атлантический регион, *б* — сибирский регион, *в* — ст. Туруханск (сибирский регион), *г* — тихоокеанский регион.

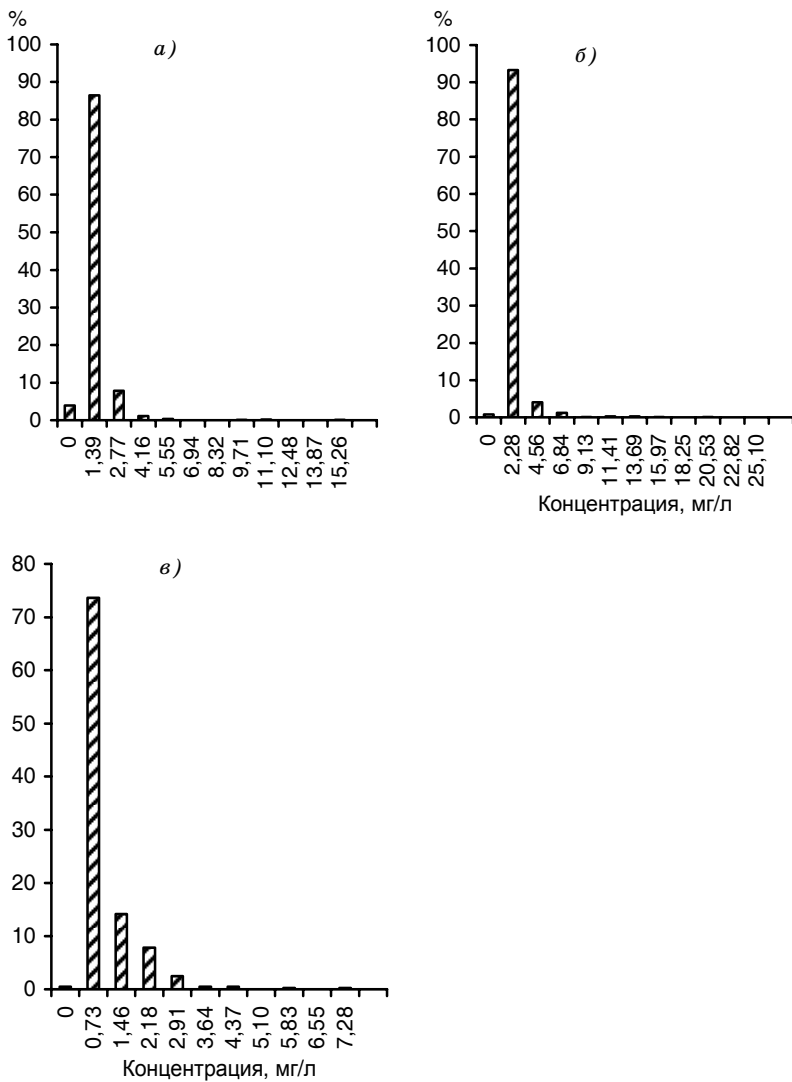


Рис. 5. Повторяемость (%) значений концентрации азота аммонийного в атмосферных осадках.

*а — атлантический регион, б — сибирский регион, в — тихоокеанский регион.*



На условно фоновых станциях региона в 90 % случаев азота аммонийного в осадках больше, чем нитратного, и концентрации их колеблются соответственно от 0,1 до 0,5 и от 0,1 до 0,4 мг/л (см. таблицу).

Среднее значение концентрации азота аммонийного в осадках в *тихоокеанском* регионе составило около 0,64 мг/л. В 75 % случаев содержание азота аммонийного не превышало 0,7 мг/л при максимальном значении 8,0 мг/л (рис. 5 в).

Как правило, во всех случаях содержание азота аммонийного в осадках заметно выше, чем азота нитратного (см. таблицу).

### **Величина рН**

Атмосферные осадки в *атлантическом районе* обычно кислые или близки к нейтральным. Наибольшая повторяемость значений рН приходится на интервал от 4,6 до 6,7. Распределение величины рН подчиняется нормальному закону (рис. 6 а). Среднее значение рН близко к равновесной величине рН = 5,6. Наблюдались два случая выпадения очень кислых осадков, среднемесячное значение рН которых составило 3,6, и 27 раз значение рН превышало 7,4. Аналогичный вывод относительно величины рН был получен для территории Кольского полуострова в ходе годового эксперимента «Экогеохимия Баренцрегиона» (Salminen, 2004).

В *атлантическом* регионе отмечается устойчивый годовой ход величины рН с максимумом кислотности в весенне-летний период. Пространственно кислотность уменьшается с запада на восток, т. е. так же, как годовое количество осадков.

Наиболее кислые осадки в этом регионе выпадают в г. Мурманске. Поэтому отдельно проанализировано распределение величины рН в единичных пробах атмосферных осадков (рис. 6 з). Диапазон колебаний значений рН составляет от 3,2 до 6,0. В более чем 80 % случаев значения рН ниже 5,4.

Величина рН в атмосферных осадках г. Мурманска обусловлена в основном содержанием сульфатов. На рис. 7 показана связь величины рН и концентрации серы сульфатной по данным измерений в единичных пробах осадков. Из рисунка видно, что рН осадков уменьшается с увеличением содержания в них серы сульфатной.

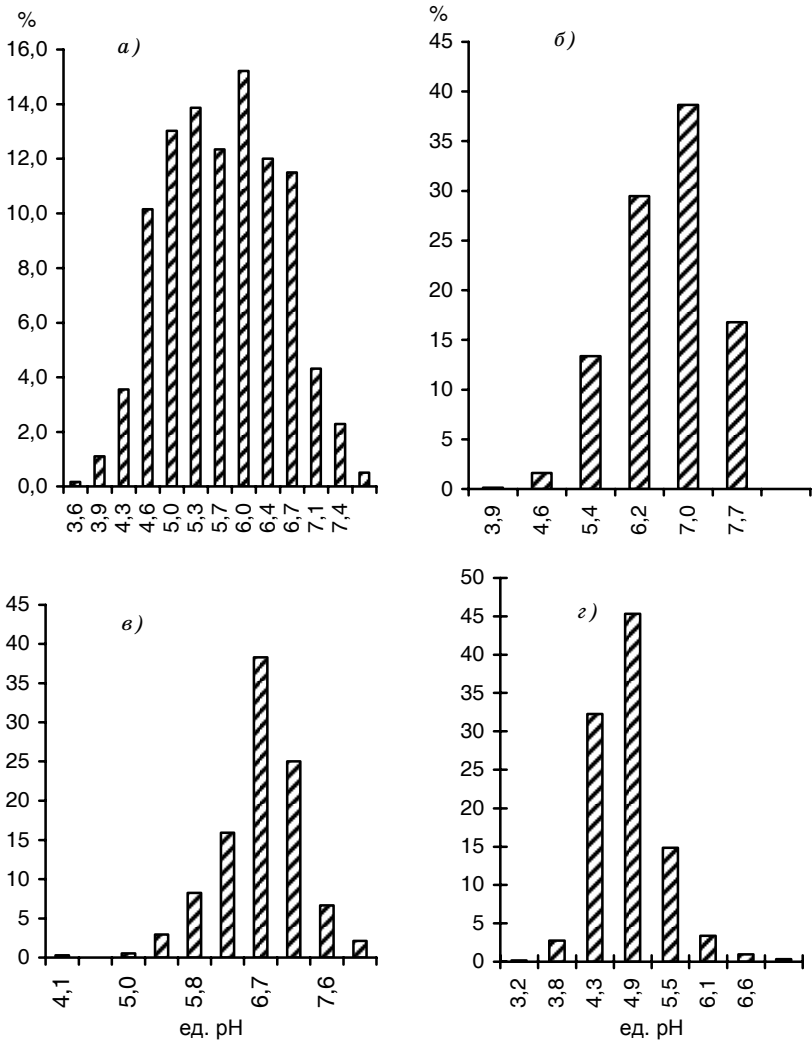


Рис. 6. Повторяемость (%) значений величины pH в атмосферных осадках.  
 а — атлантический регион, б — сибирский регион, в — тихоокеанский регион, г — г. Мурманск (единичные осадки).

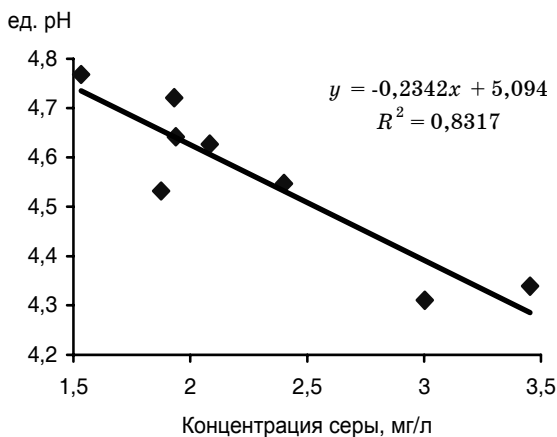


Рис. 7. Связь между концентрацией серы сульфатной и величиной рН в единичных пробах осадков г. Мурманска.

На азиатской части России атмосферные осадки в целом по сравнению с европейской частью становятся менее кислыми (Чистякова и др., 2001). Среднее значение рН по *сибирскому* региону составило 6,7. В 80 % случаев величина рН имела значения от 6,2 до 7,0 (рис. 6 б). При этом в двух случаях месячные пробы рН имели значение 3,9 и в 20 случаях величина рН превышала 7,7.

Для осадков на фоновой станции Туруханск характерны более низкие значения рН — в среднем 5,9.

На станциях *тихоокеанского* региона осадки в целом нейтральны. В 60 % случаев значения рН лежат в интервале от 6,7 до 7,2 (рис. 6 в). В восьми случаях в месячных пробах осадки были слабо щелочными (рН = 7,6). Минимальное для этого региона значение рН, равное 5,0 (слабо кислые осадки), наблюдалось только дважды.

### Пространственно-временные тренды

Пространственные изменения содержания серы сульфатной и суммарного азота (нитратного и аммонийного) в осадках в среднем за год и по периодам трех арктических областей на станциях условно фонового уровня показаны на рис. 8.

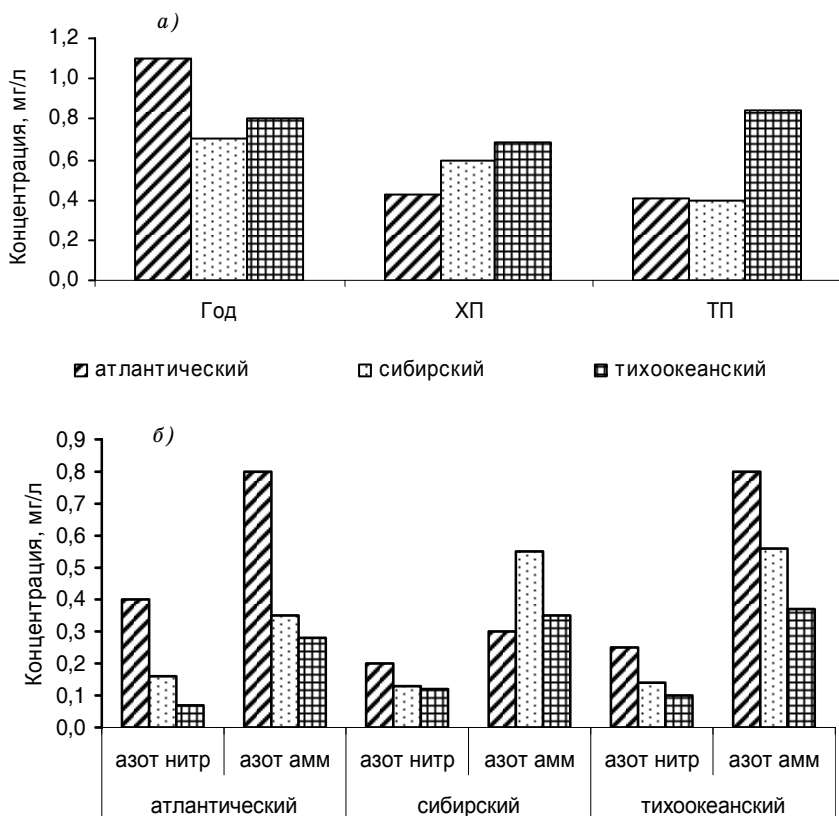


Рис. 8. Изменения содержания (мг/л) серы сульфатной (*a*), азота нитратного и азота аммонийного (*б*) в атмосферных осадках в трех арктических областях на станциях условно фонового уровня в среднем за год, в холодный период (ХП) и теплый период (ТП).

Из рисунков видно, в осадках атлантического региона серы в среднем за год содержится в 1,4 раза больше, чем в восточных регионах. Среднегодовое содержание суммарного азота в *атлантическом* и *сибирском* регионах сопоставимо с концентрацией серы в этих регионах. Осадки на станциях *тихоокеанского* региона более чистые по сравнению с осадками в *атлантическом* и *сибирском* регионах.

Повышенная кислотность осадков на Кольском полуострове, отмеченная ранее (см., например, работу Моисеенко (2003)), снижается. На рис. 9 показано, что с 1990 по 2004 г. в Мурманске величина рН изменилась от 4,3 до 4,7, т. е. кислотность за этот период уменьшилась в пять раз.

Тренды основных компонентов, определяющих степень закисления атмосферных осадков за период с 1991 по 2007 г., приведены на рис. 10. Во всех трех регионах заметно уменьшение содержания в осадках рассматриваемых веществ (серы, азота нитратного и азота аммонийного) за последние годы.

В отношении закисления атмосферных осадков в Российской Арктике можно сделать следующие выводы.

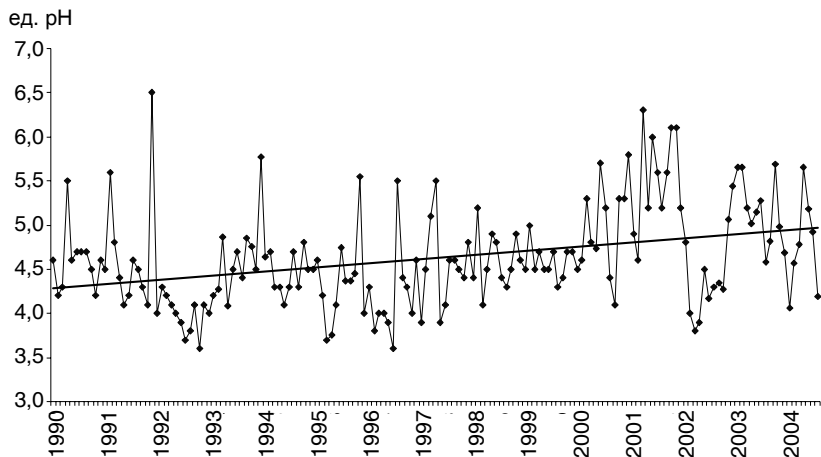


Рис. 9. Изменение величины рН осадков Мурманска за период с 1990 по 2004 г.

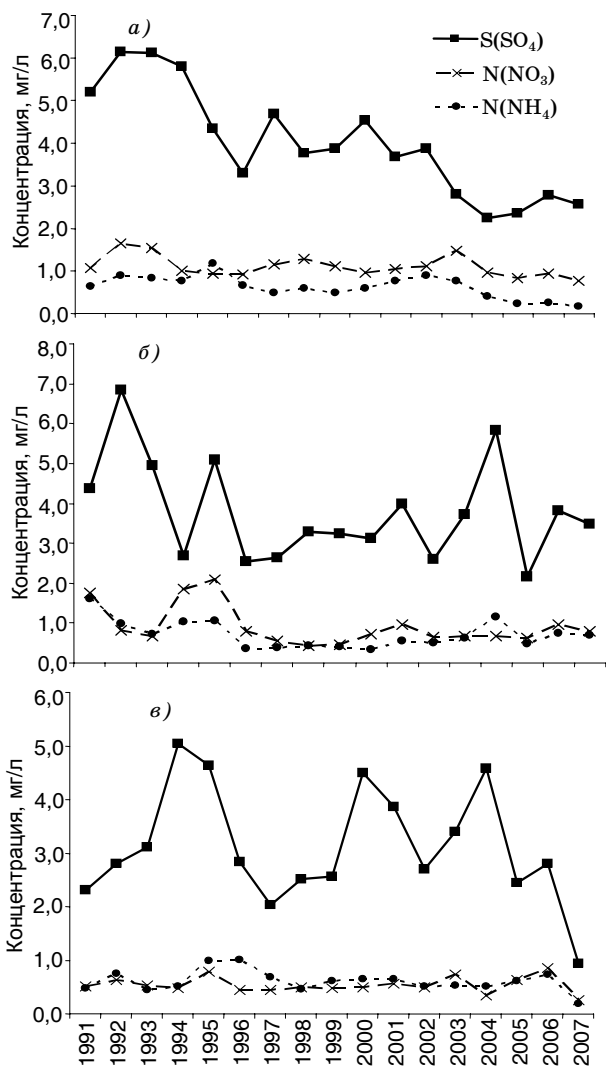


Рис. 10. Изменение содержания  $S(SO_4)$  — серы сульфатной,  $N(NO_3)$  — азота нитратного,  $N(NH_4)$  — азота аммонийного в атмосферных осадках за период 1991—2007 гг.

*a* — атлантический регион, *б* — сибирский регион, *в* — тихоокеанский регион.

В *атлантическом* регионе в химическом составе осадков доминируют соединения серы и азота. В годовом ходе минимальные значения концентрации компонентов соответствуют максимальному количеству осадков, больше половины которых на Кольском полуострове формируется в ноябре—марте на фронтах при поступлении атлантического воздуха.

Осадки с повышенной кислотностью выпадают только на территории Кольского полуострова, где величина рН в 60 % случаев не превышает 5,0 и может достигать 3,2.

В восточном районе *атлантической* области, в *сибирской* и *тихоокеанской* областях закисления осадков не происходит.

Направленные изменения величины рН (тренд) в *атлантической* и *сибирской* областях происходят в сторону уменьшения кислотности осадков. В *тихоокеанской* области тренд отсутствует.

В целом за последние годы процесса закисления осадков в Российской Арктике не происходит.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Загрязнение Арктики: Доклад о состоянии окружающей среды Арктики, 1998. — СПб.: Гидрометеоиздат. — 188 с.

Ежемесячные данные по химическому составу атмосферных осадков за 1986—1990 гг., 1994. — СПб.: Гидрометеоиздат.

Ежегодные данные по химическому составу атмосферных осадков за 1991—1995 г., 1998. — СПб.: Гидрометеоиздат.

Ежегодные данные по химическому составу атмосферных осадков за 1996—2000 гг. (обзор данных), 2006. — М.: Метеоагентство Росгидромета. — 226 с.

Кислотность атмосферных осадков на территории СССР, 1991. — Л.: изд. ГГО.

Моисеенко Т. И., 2003. Закисление вод: Факторы, механизмы и экологические последствия. — М.: Наука. — 276 с.

Свистов П. Ф., 1997. Кислотность и химический состав атмосферных осадков // Обзор загрязнения окружающей природной среды в Российской Федерации за 1996 г. — М.: Гидрометеоиздат.

Свистов П. Ф., Першина Н. А., Павлова М. Т., Полищук А. И., 2004. Кислотность и химический состав атмосферных осадков. Ионный состав атмосферных осадков // Обзор загрязнения окружающей природной среды в Российской Федерации за 2003 г. — СПб.: Гидрометеоиздат, с. 47—51.

Свистов П. Ф., Першина Н. А., Павлова М. Т., Полищук А. И., 2005. Ионный состав атмосферных осадков // Обзор фонового состояния окру-

жающей природной среды на территории стран СНГ за 2003 г. — СПб.: Гидрометеоиздат.

Свистов П. Ф., Першина Н. А., Павлова М. Т., Полищук А. И., 2005. Кислотность и химический состав атмосферных осадков // Обзор загрязнения природной среды в Российской Федерации за 2004 г. — М.: Метеоагентство Росгидромета, с. 38—42.

Свистов П. Ф., Першина Н. А., Полищук А. И., 2007. Фоновый уровень ионного состава атмосферных осадков. // Обзор загрязнения природной среды в Российской Федерации за 2005 г. — М.: Метеоагентство Росгидромета, с. 41—43.

Свистов П. Ф., Першина Н. А., Павлова М. Т., Полищук А. И., 2006. Кислотность и химический состав атмосферных осадков // Обзор загрязнения природной среды в Российской Федерации за 2005 г. — М.: Метеоагентство Росгидромета, с. 38—42.

Свистов П. Ф., Першина Н. А., Полищук А. И., 2007. Кислотность и химический состав атмосферных осадков // Обзор загрязнения природной среды в Российской Федерации за 2006 г. — М.: Метеоагентство Росгидромета, с. 44—48.

Чистякова М. В., Першина Н. А., Павлова М. Т., 2001. Химический состав атмосферных осадков. — В сб.: «Современные исследования Главной геофизической обсерватории». Т. 2. — СПб.: Гидрометеоиздат, с. 294—310.

AMAP Assessment Report, 1997. Arctic pollution issues: A state of arctic environment // Arctic Monitoring and Assessment Programme. — Xii+188 p.

AMAP Assessment Report, 1998. Arctic pollution issues // Arctic Monitoring and Assessment Programme. Xii+859 p.

AMAP Assessment Report, 2006. Acidifying pollutants, Arctic haze, and acidification in Arctic // Arctic Monitoring and Assessment Programme. — 112 p.

Pershina N. A., Polischuk A. I., Svistov P. Ph., 2006. Arctic pollution 2006. Acidification and Arctic haze. — Oslo, p. 7.

Pershina N. A., Polischuk A. I., Svistov P. Ph., 2006. AMAP Assessment 2006: Acidifying pollutants, Arctic haze, and acidification in Arctic. — Oslo, p. 17—20.

Salminen R. et al., 2004. Geochemical Atlas of Eastern Barents Region. — Elsevier. — 348 p.

Svistov P. Ph., Pershina N. A., Chicherin S. S., 1993. Distribution of maximum acidity and mineralization of precipitation on Russian Federation territory / WMO, Technical conf. — Sofia, Bulgaria.



**ОЦЕНКА ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА АТМОСФЕРНЫХ  
ОСАДКОВ НА ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО  
ФЕДЕРАЛЬНОГО ОКРУГА РОССИИ И ФИНЛЯНДИИ  
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МЕЖДУНАРОДНОГО  
РОССИЙСКО-ФИНСКО-НОРВЕЖСКОГО ПРОЕКТА  
«ЭКОГЕОХИМИЯ БАРЕНЦЕВА РЕГИОНА»**

*Н. П. Першина, А. И. Полищук*

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

*Рассматриваются результаты измерений около 50 показателей химического состава атмосферных осадков, полученные в 2000—2001 г. на территории Северо-Западного федерального округа России и Финляндии в ходе совместного международного эксперимента. Показано, что влияние промышленных предприятий распространяется на осадки, выпадающие не только вблизи предприятий, но и на значительном удалении от них. Выявлены зоны повышенного содержания вредных веществ, таких как бериллий, кадмий, фтор. Оценена нагрузка на подстилающую поверхность, связанная с влажными выпадениями серы и азота.*

**AN ASSESSMENT OF CHEMICAL COMPOUND  
OF ATMOSPHERIC PRECIPITATION IN NORTH-WESTERN  
FEDERAL REGION OF RUSSIA AND FINLAND, BASED  
ON THE RESULTS OF INTERNATIONAL  
RUSSIAN-FINNISH-NORWEGIAN PROJECT  
“ECOGEOCHEMISTRY OF BARENTS REGION”**

*N. P. Pershina, A. I. Polischouk*

Voeikov Main Geophysical Observatory

*The results of measurements of about 50 chemical compounds of atmospheric precipitation, derived during 2000—2001 in North-Western Federal Region of Russia and Finland in the co-operative*

*international experiment are considered. These results prove that industrial plants' influence extends not only on precipitation falling nearby the plants but also on considerably remote distance. Certain zones with increased content of harmful substances such as Be, Cd, F are detected. The load on the underlying surface with moist fallouts of sulfur and nitrogen is estimated.*

С целью оценки природного состояния и антропогенного влияния на окружающую среду территории, прилегающей к северо-восточной части Баренцева моря, в 1999—2003 гг. усилиями специалистов Норвегии, России и Финляндии был осуществлен совместный международный российско-финско-норвежский проект «Экогеохимия Баренцева региона». В ходе реализации этого проекта на площади около 1,55 млн. км<sup>2</sup> определялась геохимическая основа более чем по 50 химическим элементам и по другим параметрам на подстилающей поверхности. Изучался химический состав мха, поверхностного органического слоя, растительности (как деревьев, так и кустарников), поверхностных вод, почвы на поверхности и почвы на уровне С-горизонта, а также осадков за месяц в 30 специально выбранных точках. По результатам этого проекта был подготовлен и опубликован Атлас (Salminen R. et al., 2004), содержащий графическое, цифровое и картированное представления полученной информации.

Изучение химического состава атмосферных осадков, осуществляющих круговорот веществ в природе и являющихся мощным механизмом самоочищения атмосферы от различных примесей, имеет большое значение для метеорологии и ряда смежных наук. Влажные выпадения с осадками позволяют оценить нагрузку на окружающую среду в целом, и в том числе на подстилающую поверхность. В то же время химический состав атмосферных осадков дает интегральную характеристику содержания примесей в облачном и подоблачном слое атмосферы и зависит от многих факторов (метеорологических, природных и антропогенных) (Селезнева, 1966; Петренчук, 1979). Атмосферные осадки и их состав являются также индикатором переноса примесей на значительные расстояния. Это способствует оценке распространения влияния выбросов на территориях, удаленных от источников.

В период с мая 2000 г. по июнь 2001 г. в рамках международного российско-финско-норвежского проекта «Экогеохимия Баренцева региона» на 30 метеорологических станциях, расположенных на территории Северо-Западного федерального округа России (25 станций) и в Финляндии (пять станций), ежемесячно отбирались пробы атмосферных осадков.

В ходе данного проекта отбор проб атмосферных осадков производился по методике, разработанной в геологической службе Норвегии (Volden, 1999). Эта методика существенно отличается от методики, используемой гидрометеослужбой на территории России (Руководство, 1989). На каждой метеостанции было выставлено по пять сборников атмосферных осадков. Сборники представляли собой цилиндры из плотного картона, внутри которых крепился полиэтиленовый пакет. Одна из таких метеостанций показана на рис. 1.



Рис. 1. Расположение осадкосборников на метеоплощадке в эксперименте «Баренц».

Пробы атмосферных осадков накапливались в полиэтиленовых пакетах в течение месяца. Затем пакеты взвешивались, и после пересчета определялось количество выпавших атмосферных осадков. В зимний период пробы снега предварительно оттаивали при комнатной температуре. Из всех емкостей отбиралось равное количество жидкости (в общей сложности две емкости по 100 мл). Следует отметить, что в течение всего периода особенное внимание уделялось чистоте эксперимента: на всех станциях использовалось однотипное оборудование (специальные полиэтиленовые пакеты и бутылочки из твердого полиэтилена (XDPE) для проб, пластиковые перчатки, автоматические пипетки с разовыми наконечниками и др.).

По окончании эксперимента отобранные пробы атмосферных осадков анализировались одновременно в химической лаборатории Геологической службы Финляндии (ГСФ) на 43 показателя. Одна проба использовалась для определения водородного показателя, щелочности, электропроводности и анионов. Эта проба не подвергалась никакой предварительной подготовке. Вторая проба использовалась для определения широкого спектра элементов. Эта проба перед аналитическими исследованиями подкислялась особо чистой азотной кислотой, а затем фильтровалась через мембранный фильтр с диаметром пор 0,45 мкм. Применялись следующие виды анализов (Salminen R. et. al., 2004): определение pH и электропроводности — потенциметрический метод, щелочность — титрование, анионы — ионная хроматография, остальные элементы — ICP-MS.

Результаты химического анализа атмосферных осадков интерпретировались российской стороной — специалистами Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова и ГФУ «Минерал» (Яхнин, 2003).

На первом этапе были проанализированы суммы атмосферных осадков за месяц. Суммы, рассчитанные весовым методом, сравнивались с суммами, непосредственно измеренными на метеорологических станциях. Различие между ними оказалось значительным (табл. 1). В отдельные месяцы оно достигало 60 %. В зимние месяцы сумма осадков в эксперименте «Баренц» оказывалась заниженной, что чаще всего связано с отсутствием ветровой защиты у сборника осадков (International comparison, 1999).

Таблица 1

Разность сумм осадков, измеренных весовым способом ( $S_B$ ) и по осадкомеру ( $S_M$ ), по отношению к сумме осадков по осадкомеру ( $S_N$ ) (в процентах)

Год	Месяц	Янникоски	Териберка	Ловозеро	Кандалакша	Мончегорск	Мезень	Усть-Цильма	Нарьян-Мар	Воркута	Сетжа	Петрозаводск	Олонец	Кестеньга	Калевала	Медвежьегорск	Войково	
2000	Май		-57	-22		-21	-5	0	-11	-4	-25	9	9	14	12	-12	18	
	Июнь		6	0	-32	-14	-19	-1	-12	-66	7	-20	-17	-2	-1	-6	-36	
	Июль	-3	26	3	-66	-6	-12	-6	-9	13	-23	8	-7	5	29	-8	20	
	Август	-18	16	5	-23	-5	-3	-2	-5	-1	-9	2	-6	5	5	-8	-24	
	Сентябрь	-13	-4	-18	0	-31	-17	-14	-17	-40	-32	-16	-11	-3	-1	-8	-23	
	Октябрь	-14	-6	-15	53	-43	-44	-42	-40	-50	-33	-9	-34	-7	-22	-23	19	
	Ноябрь	0	-4	-19	75	-39	-16	-26	-30	-51	-40	-38	-24	-11	-25	2	-10	
	Декабрь	-44	-4	-19	75	-39	-16	-26	-30	-51	-40	-38	-24	-11	-25	-15	7	
	2001	Январь	-28	40	-4	35	-32	-28	-39	-56	-29	-29	-47	-41	-2	-19	0	3
		Февраль	-53	-21	-25	-12	-56	-59	-40	-32	-55	-55	-46	-38	-37	-43	-26	-26
		Март	-33	-20	-38	-52	-37	-47	-32	-54	-67	-37	-52	-13	-31	-28	-22	-46
		Апрель	-41	-10	20	37	-39	23	-4	-22	-21	-44	-33	-64	-38	-14	-22	-58
Май		-12	-8	-28	-54	25	-9	5	-21	-38	-28	-16	13	19	-12	-6		
Июнь		13																
За год		-5	-10	-22	-24	-17	-14	-20	-25	-25	-17	-15	-5	-7	-11	-13		

В дальнейшем для расчетов выпадений примесей с атмосферными осадками были использованы суммы осадков, измеренные с помощью стандартных осадкомеров метеорологических станций. Именно такие рекомендации содержатся в документах Всемирной метеорологической организации (ВМО) для определения суммы выпадающих осадков при изучении их химического состава (Manual for the GAW Precipitation, 2004).

Все примеси, измеренные в осадках, были разделены на две группы: основные компоненты, традиционно относящиеся к макросоставу ( $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ), и микропримеси. Компоненты макросостава включены в программу измерений на сети Глобальной службы атмосферы (ГСА) ВМО (Manual..., 2004). Для каждой станции были рассчитаны среднегодовые и сезонные (теплый и холодный периоды года с привязкой к отопительным сезонам по каждой станции) концентрации всех примесей, а также их суммарное содержание.

На рис. 2 представлено суммарное содержание в среднем за годовой период восьми макропримесей и 33 микропримесей. Средний уровень содержания основных ионов в осадках колеблется в пределах 3,5—16,5 мг/л. Этот уровень суммарной концентрации ионов характерен для осадков региона Северо-Запада России (Обзор, 2007). Вне этого диапазона находится содержание макрокомпонентов на станции Териберка, которое составляет 50 мг/л. Отметим, что Териберка является характерной морской станцией, и именно поэтому вклад морских аэрозолей на ней составляет около 60 % общей суммы макропримесей. Хотя содержание микропримесей в осадках в абсолютных единицах сравнительно невелико, от 0,07 до 2 мг/л, но большинство микропримесей относится к первому и второму классу опасности.

На рис. 2 приведено также процентное соотношение микро- и макропримесей, которое для большинства станций составляет от 1 до 5 %. Однако на станциях Кандалакша, Воркута и Мончегорск, расположенных в районах с развитой промышленностью, где вклад микропримесей существенно больше, это соотношение уже составляет от 13 до 35 %.

Из общего числа микроэлементов, загрязняющих окружающую среду, в последние годы наиболее интенсивно изучаются

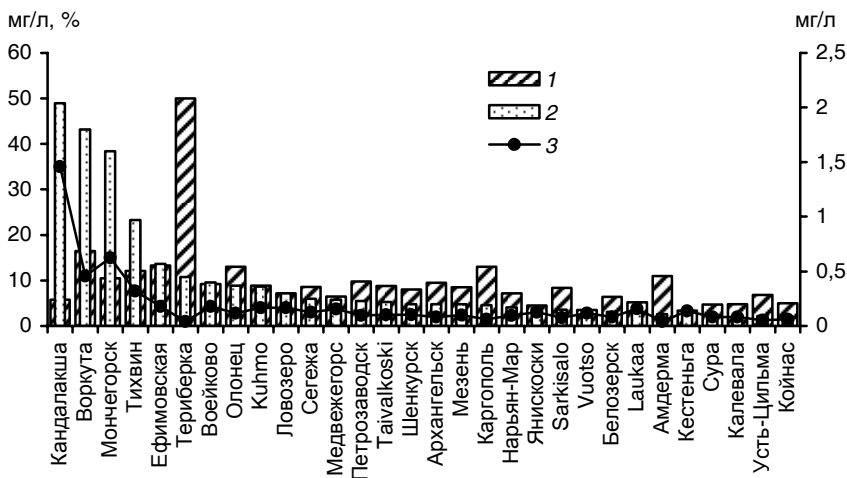


Рис. 2. Суммарное содержание макрокомпонентов (1, шкала слева) и микрокомпонентов (2, шкала справа) в атмосферных осадках региона и их соотношение (%) (3).

свинец и кадмий. Опубликовано около 10 000 научных работ, посвященных биологическому воздействию свинца и кадмия и возможным путям проникновения их в окружающую среду. Такой интерес в основном объясняется возрастанием содержания этих элементов в окружающей среде.

На рис. 3 показаны полученные в ходе эксперимента «Баренц» средние за год значения концентрации свинца и кадмия в атмосферных осадках для каждой станции. Выделяются две станции с повышенным содержанием кадмия (Мончегорск и Воейково — от 0,7 до 0,9 мкг/л) и свинца (Мончегорск и Амдерма — 12,7 и 7,2 мкг/л). Поскольку для атмосферных осадков не существует ПДК, допустимо ориентироваться на ПДК питьевой воды. ПДК кадмия для питьевой воды составляет 1 мкг/л (Предельно допустимые концентрации (ПДК), 2003). Содержание кадмия в осадках на станции Воейково, расположенной в 10 км от Санкт-Петербурга, близко к ПДК и сравнимо с содержанием кадмия в осадках промышленно развитого Мончегорска. Повышенное содержание кадмия в данном эксперименте было определено также во мхе и других средах. Обращает на себя внимание, что макси-

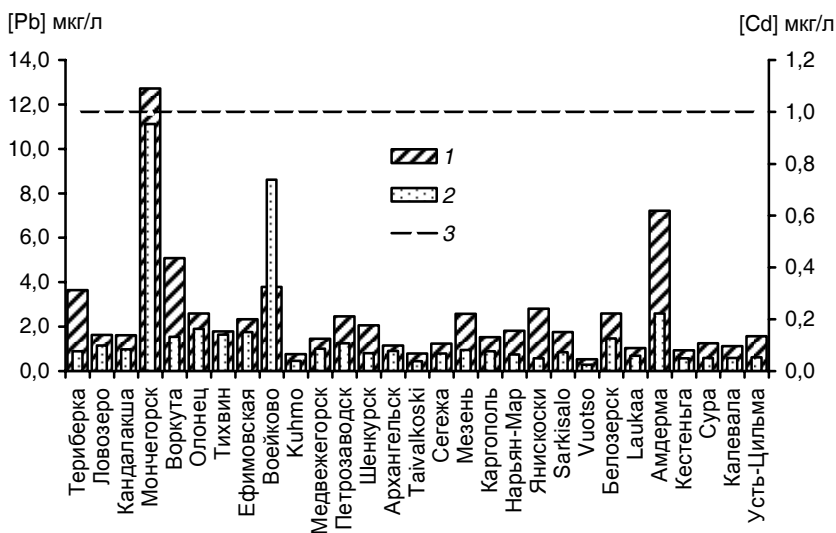


Рис. 3. Среднемесячные значения концентрации свинца (1) и кадмия (2) в атмосферных осадках региона. Штриховой линией (3) указано ПДК кадмия.

мальным значениям содержания свинца соответствуют в основном более высокие концентрации кадмия.

Специфика индустриальной активности в регионе наиболее ярко проявляется в атмосферных осадках трех станций: Канда-лакши, Мончегорска и Воркуты. Общая сумма микроэлементов на этих трех станциях значительно превышает средний уровень по региону и колеблется в пределах от 1,8 до 2,0 мг/л.

Характер производства в Кандалакше проявляется в составе осадков на станции Кандалакша (рис. 4). Диапазон концентраций приводимых элементов от нескольких миллиграмм до нескольких микрограмм. Поскольку значения концентрации некоторых элементов выходят за пределы шкалы диаграммы, они указаны цифрами.

Около 90 % общего содержания компонентов в осадках Канда-лакши приходится на фторид, алюминий и фосфаты. Содержание фтора в осадках Кандалакши составило 1077 мкг/л, что очень близко к значению ПДК фтора в питьевой воде (1200 мкг/л). Кро-



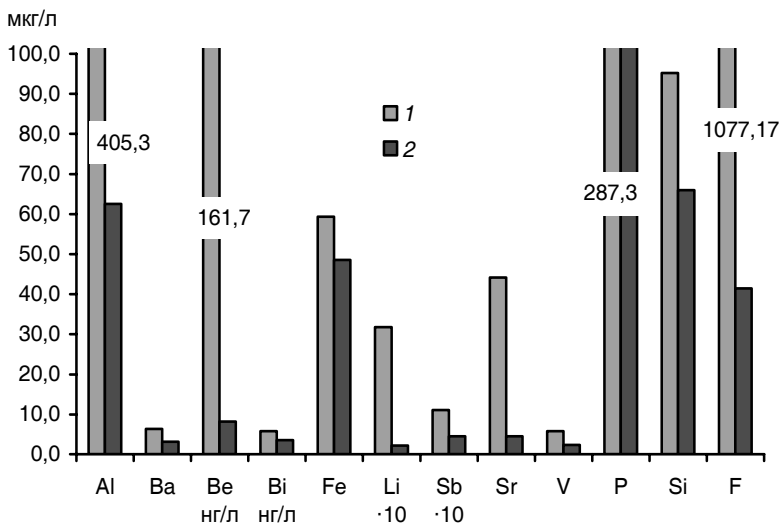


Рис. 4. Концентрации химических элементов в атмосферных осадках в Канда-  
лакше (1), превышающие средние значения их концентраций по региону (2).

ме Кандалакши, значимая концентрация фтора определена также в осадках удаленной к северу станции Териберка — 104 мкг/л. На остальных станциях концентрация фтора в основном была ниже предела обнаружения.

Содержание лития и стронция в осадках в Кандалакше превысило среднее по региону в 28 и 14 раз соответственно. Также превышала среднее значение по региону концентрация элементов, которые являются сопутствующими при производстве алюминия, а именно кремния, бария, лития, стронция, ванадия и сурьмы. Особо необходимо отметить бериллий, который относится к чрезвычайно опасным элементам (класс опасности 1). В Кандалакше его концентрация составила 161,7 нг/л, т. е. близка к ПДК (для воды 200 нг/л). (Поскольку концентрации бериллия и висмута на порядок ниже, чем всех остальных элементов, на рисунке они приведены в нг/л); концентрации лития и сурьмы для удобства сравнения умножены на 10.)

В Воркуте (рис. 5) развита, главным образом, угледобывающая промышленность, поэтому в Воркуте в атмосферных осадках преоб-

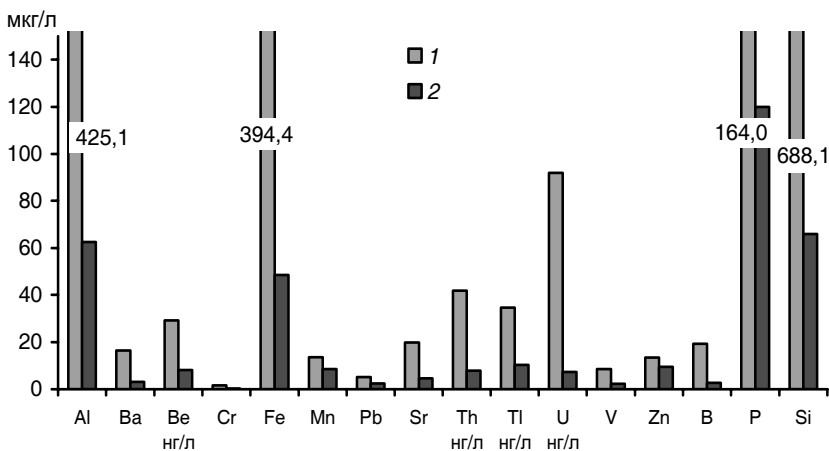


Рис. 5. Концентрации химических элементов в атмосферных осадках в Воркуте (1), превышающие средние значения их концентраций по региону (2).

ладают кремний, алюминий и железо (около 80 % суммарного содержания микроэлементов). При этом содержание кремния превышает среднее значение по региону в 15 раз, а железа — в 11 раз. Измеренные концентрации наиболее опасных элементов (класс опасности 1) — урана и таллия, а также концентрации бериллия и тория приведены в нг/л. Хотя концентрации этих элементов в осадках, измеренные в Воркуте, ниже ПДК, они значительно превышают среднее значение по региону (в 23 и 4 раза соответственно).

В Мончегорске (рис. 6) основной вид промышленного производства — выплавка меди и никеля из руды, поэтому в атмосфере города, как правило, доминируют примеси, связанные с этим производством. В частности, концентрации никеля в осадках превышают средние по региону в 133 раза, меди — в 122 раза, кобальта — в 80 раз. Содержание сопутствующих элементов — мышьяка, висмута, молибдена, хрома и серебра — в 20 и более раз выше среднего по региону.

Влияние промышленной деятельности в городах Кандалакше, Воркуте и Мончегорске проявилось по данным эксперимента и в химическом составе осадков на некоторых станциях. Так, на станции Ловозеро, расположенной на востоке Кольского полуострова, в отдельные месяцы содержание меди в осадках значи-

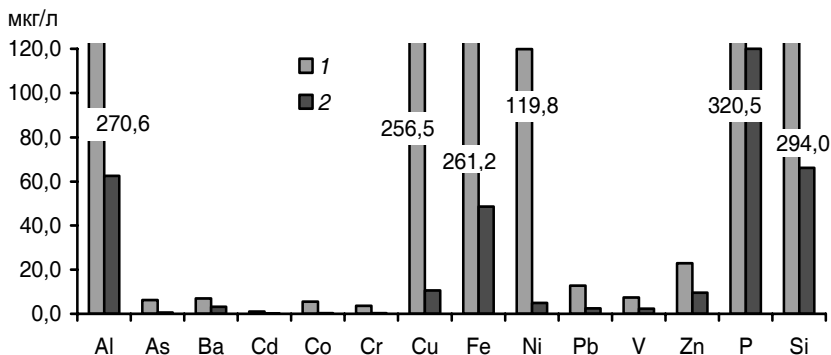


Рис. 6. Концентрации химических элементов в атмосферных осадках в Мончегорске (1), превышающие средние значения их концентраций по региону (2).

тельно превышало среднее значение по региону 2,11 мкг/л (при расчете среднего значения по региону были исключены данные по Мончегорску).

На рис. 7 представлен годовой ход концентрации меди в атмосферных осадках в Мончегорске и на станции Ловозеро. Из рисунка видно, что годовой ход концентрации меди в осадках обеих станций в основном совпадает. Однако в Мончегорске высокие концентрации меди в осадках наблюдались на месяц раньше, чем на станции Ловозеро, а именно в марте и сентябре—октябре, и значения концентрации были на порядок выше.

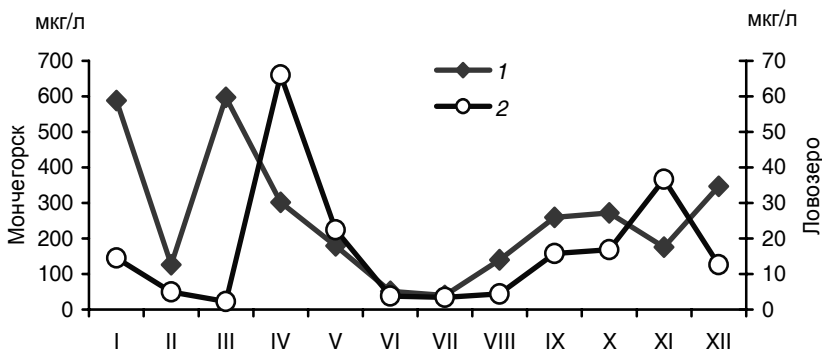


Рис. 7. Годовой ход концентрации меди в атмосферных осадках в Мончегорске (1) и на станции Ловозеро (2).

В атмосферных осадках на станции Ловозеро, кроме меди, среднее значение концентрации по региону превысили железо, ванадий и цинк (рис. 8).

На приморских станциях значительное влияние на состав атмосферных осадков оказывают морские аэрозоли, в состав которых входят такие компоненты, как ионы натрия, хлора, магния и брома. На рис. 9 представлен годовой ход концентраций этих компонентов в осадках на приморских станциях Териберка и Амдерма. Годовой ход концентрации практически одинаков для всех ионов, что может свидетельствовать в пользу единого источника их происхождения.

Преобладание в атмосферных осадках на морских станциях Амдерма и Териберка брома видно из рис. 10. Для Амдермы содержание брома составляет около 20 %, для Териберки — около 36 % общего состава микроэлементов.

Повышенное содержание в осадках на станции Териберка фтора (до 30 %), возможно, как уже было сказано выше, связано с влиянием промышленной деятельности в Кандалякше. В атмосферных осадках на станции Амдерма, кроме брома, превышена средняя по региону концентрация кадмия (в два раза) и свинца (в три раза), что может быть обусловлено деятельностью местных предприятий или влиянием отдаленных промышленных регионов.

В составе атмосферных осадков некоторых финских и российских станций, расположенных на юго-западе рассматриваемой территории, выделяется группа веществ, происхождение которых,

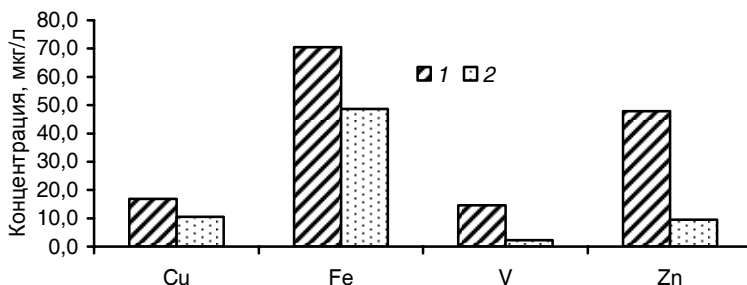


Рис. 8. Концентрации химических элементов в атмосферных осадках на станции Ловозеро (1), превышающие средние значения их концентраций по региону (2).

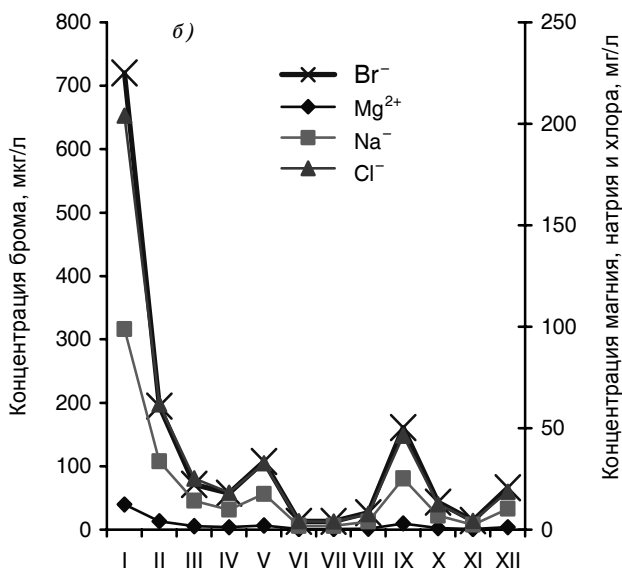
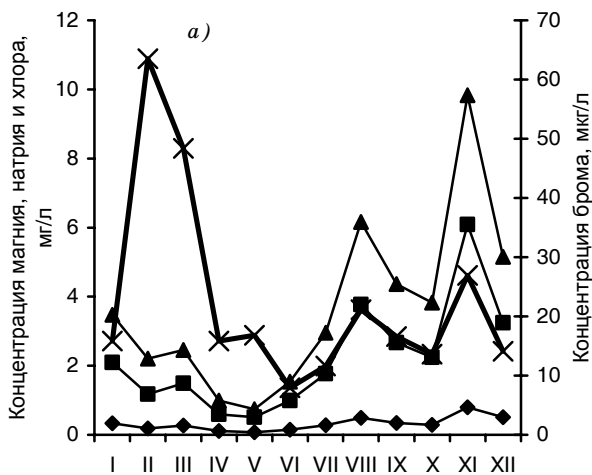


Рис. 9. Годовой ход концентрации ионов магния, натрия, хлора и брома в атмосферных осадках на станциях Амдерма (а) и Териберка (б).

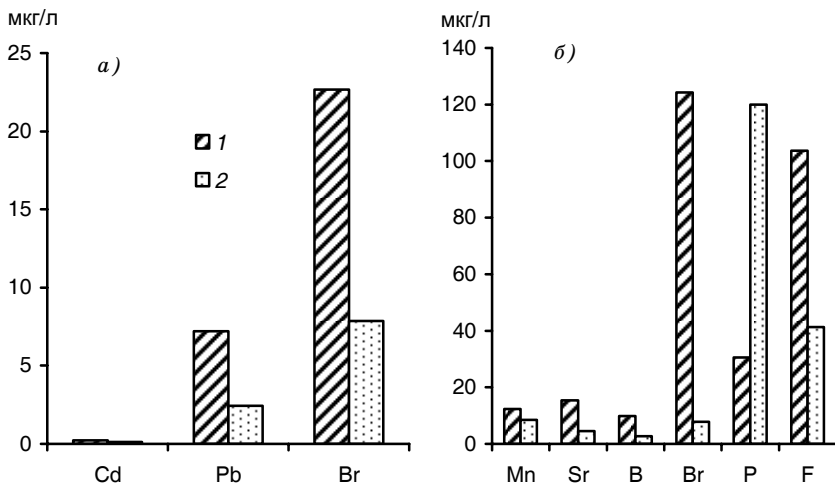


Рис. 10. Концентрации химических элементов в атмосферных осадках (1), превышающие средние значения их концентраций по региону (2) на станциях Амдерма (а) и Териберка (б).

скорее всего, связано с сельскохозяйственной деятельностью — это калий, нитраты, фосфор, марганец, цезий, торий, рубидий.

Содержание фосфора, калия и нитратов в осадках на этих станциях в основном превышает среднее значение по региону (рис. 11). При этом более высокой концентрации фосфатов и нитратов, как правило, соответствует более высокая концентрация калия и рубидия.

Коэффициент корреляции концентраций калия и фосфора составляет 0,95, рубидия и фосфора — 0,93, а калия и нитратов — 0,68. Незначительное отклонение от общего хода концентраций нитратов в атмосферных осадках на станции Воейково может быть обусловлено применением в сельскохозяйственной деятельности, кроме калийных удобрений, еще и аммиачных. Коэффициент корреляции концентраций калия и нитратов без учета данных для станции Воейково составляет 0,80.

Для определения нагрузки загрязняющих веществ на подстилающую поверхность были рассчитаны выпадения в граммах на квадратный метр.

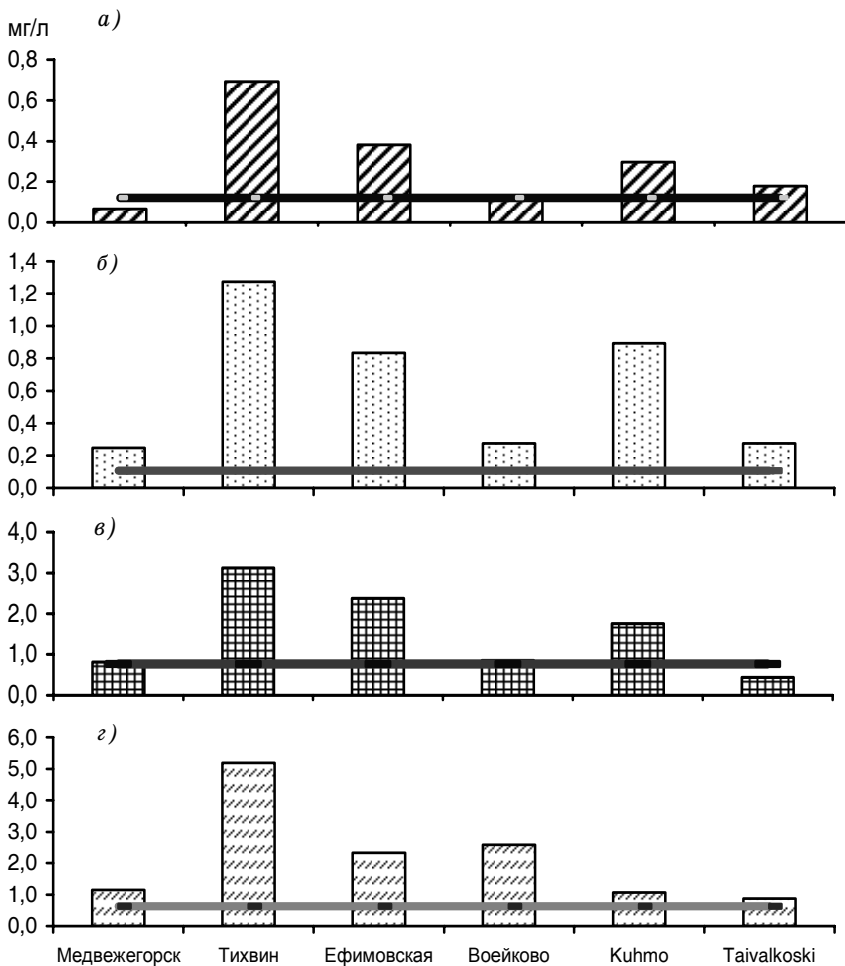


Рис. 11. Содержание фосфора (а), калия (б), рубидия (в) и нитратов (з) в атмосферных осадках некоторых российских и финских станций.

Жирная прямая — среднее значение.

Влажные выпадения сульфатной серы и нитратного азота представлены рис. 12 и 13.

Выпадения серы в холодный период года значительно выше, чем в теплый, что обусловлено, в основном, отопительным периодом.

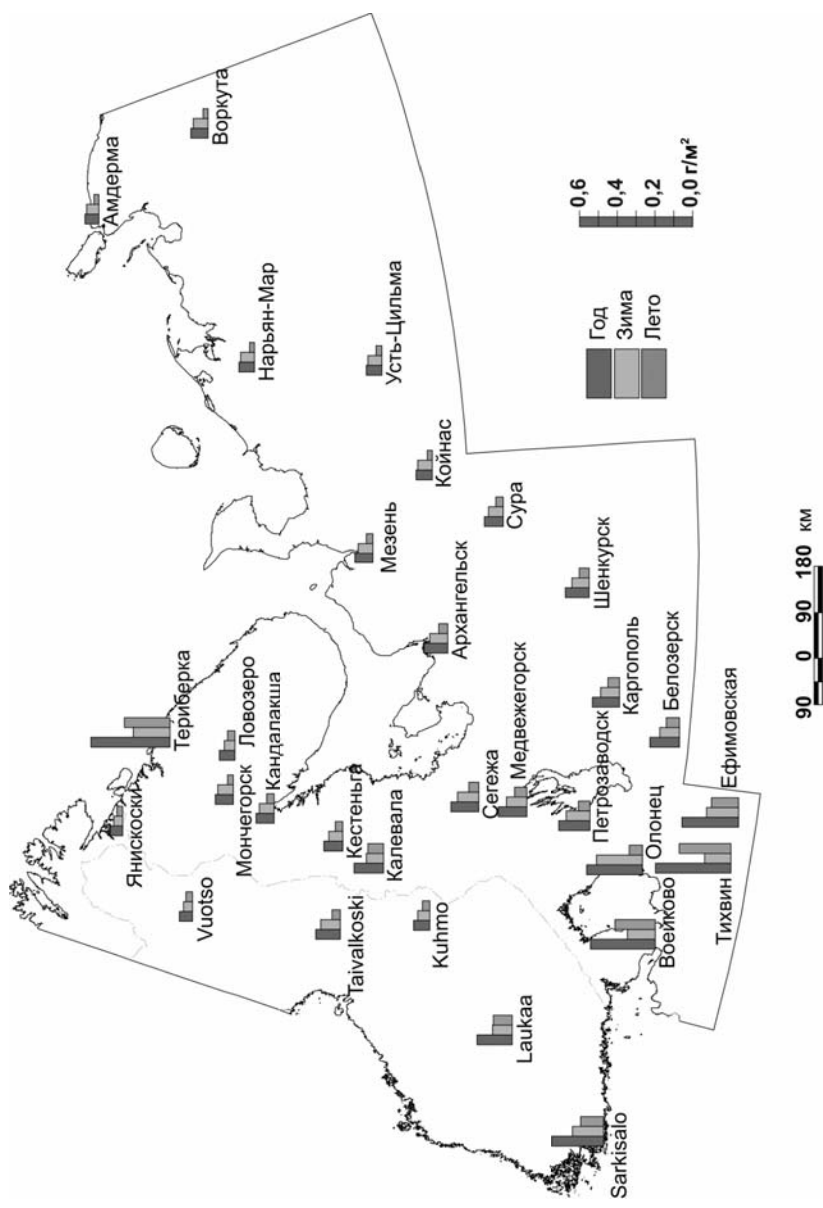


Рис. 12. Выпадения азота (г/м<sup>2</sup>) за год, а также за теплый и холодный периоды.



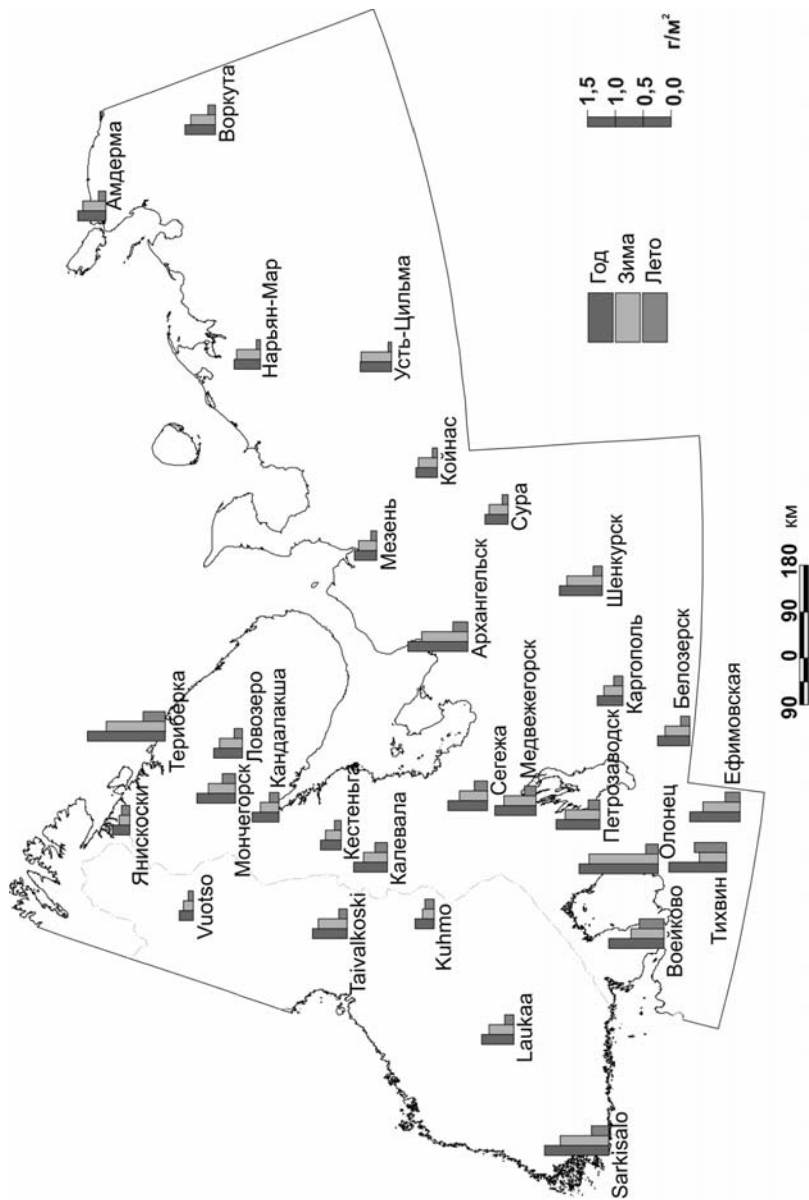


Рис. 13. Выпадения серы (г/м<sup>2</sup>) за год, а также за теплый и холодный периоды.

То же, как правило, относится и к азоту. Лишь на станциях Тихвин и Воейково выпадения азота выше летом, что, возможно, связано с внесением азотных удобрений. На станции Териберка повышенные выпадения азота в теплый период могут быть обусловлены влиянием морских аэрозолей.

Полученные результаты по химическому составу атмосферных осадков можно рассматривать как ориентировочные. Учитывая, что атмосфера является динамичной средой, для более полного представления о химическом составе атмосферных осадков необходимо располагать данными наблюдений за период 3—5 лет.

В заключении кратко сформулируем основные положения изложенного выше материала.

1. В период 2000—2001 гг. впервые обследование состава атмосферных осадков, включающее определение 43 химических показателя, проводилось на обширной территории Северо-Западного федерального округа РФ и Финляндии.

2. Выявлено влияние промышленности на содержание химических элементов в атмосферных осадках (Кандалакша, Мончегорск, Воркута).

3. Повышенные концентрации фторидов в осадках на станции Териберка и меди на станциях Ловозеро могут быть обусловлены влиянием промышленной деятельности в Кандалакше и Мончегорске.

4. Влияние морских аэрозолей наиболее существенно проявляется в химическом составе осадков на прибрежных станциях (Териберка и Амдерма).

5. Содержание фосфора преобладает в атмосферных осадках на финских станциях, что, по-видимому, связано с использованием фосфорных удобрений.

6. Выпадения сульфатной серы и нитратного азота в холодное время года выше, чем в теплое, что связано, прежде всего, с отопительным периодом.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Обзор загрязнения природной среды в Российской Федерации за 2006 г. 2007. — М.: Росгидромет. — 164 с.

Петренчук О. П. Экспериментальные исследования атмосферного аэрозоля, 1979. — Л.: Гидрометеоиздат. — 263 с.

Предельно допустимые концентрации (ПДК) химических веществ в воде водных объектов хозяйственно-питьевого и культурно-бытового водопользования,

2003. Гигиенические нормативы, ГН 2.1.5.1315-03. — М.: Изд. Минздрава России. — 154 с.

Руководство по контролю загрязнения атмосферы, 1989. РД 04.186—89. — Л.: Гидрометеоздат. — 489 с.

Селезнева Е. С., 1966. Атмосферные аэрозоли. — Л.: Гидрометеоздат. — 173 с.

Яхнин Э. Я., Томилина О. В., Чекушин В. А., Салминен Р., 2003. Сравнительный анализ данных о составе атмосферных осадков и снега на территории Ленинградской области и юго-восточной Финляндии и уточнение параметров атмосферного выпадения тяжелых металлов. — Экологическая химия, т. 12, вып. 1, с. 1—12.

International Comparison of National Precipitation Gauges with a Reference Pit Gauge. Instruments and Observing Methods. — WMO/TD—No. 38, Report No. 17.

Manual for the GAW Precipitation Chemistry Programme, 2004. Guidelines, Data Quality Objectives and Standard Operating Procedures. — WMO GAW, No. 160. — 170 p.

Salminen R. et. al., 2004. Geochemical Atlas of the Eastern Barents Region. — Elsevier. — 348 p.

Volden T., Reimann C. Dagestad A., 1999. Precipitation Sampling Manual. Barents Ecogeochemistry. — NGU Report 99.128. — 9 p.

**ПАВЛОВСКАЯ МАГНИТНО-МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ  
ОБСЕРВАТОРИЯ — ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ БАЗА  
ГЛАВНОЙ ФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ  
(К 130-ЛЕТИЮ СО ДНЯ ОБРАЗОВАНИЯ)**

*Д. П. Беспалов, Е. И. Плешкова*

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

**Основание обсерватории**

Павловская (Константиновская) магнитная и метеорологическая обсерватория была открыта в 1878 г. Организатором ее и первым вдохновителем работ был почетный член Академии наук Генрих Иоганн Вильд — директор Главной физической обсерватории (ГФО) в период с 1866 по 1895 г.

Необходимость создания полевой экспериментальной базы возникла вскоре после организации ГФО. В то время, когда академик А. Я. Купфер организовывал в Санкт-Петербурге Главную физическую обсерваторию, место для ее строительства было свободно от всякой застройки и полностью соответствовало требованиям, предъявляемым к месту проведения наблюдений. Однако уже через 5—7 лет после открытия ГФО в непосредственной близости от нее развернулось активное промышленное строительство (портовые сооружения, причалы, таможенные склады, заводы и т. п.). Все это создавало помехи проведению, в первую очередь, магнитных наблюдений.

Уже в середине 1850-х годов встал вопрос о необходимости организации загородной научно-экспериментальной базы. Наиболее подходящим для нее местом первый директор ГФО академик А. Я. Купфер считал Ораниенбаум. Проект создания загородного филиала ГФО — образцовой магнитно-метеорологической обсерватории — был подготовлен им в начале 1865 г. Однако в связи с кончиной А. Я. Купфера реализация проекта была отложена.

В 1874 г. директор ГФО Г. И. Вильд выступил с ходатайством об учреждении загородного филиала Обсерватории для метеоро-

логических и магнитных наблюдений. Ходатайство Вильда было активно поддержано президентом Академии наук адмиралом Ф. П. Литке и Великим князем Константином Николаевичем. Первый сумел обеспечить финансирование строительства загородной обсерватории, а второй подарил необходимый для этого участок земли в Павловске. Положительное решение по вопросу организации обсерватории было принято в июне 1875 г.

Начатое весной 1876 г. строительство обсерватории было завершено в исключительно короткие сроки: за один год было построено каменное здание обсерватории (двухэтажное каменное здание и башня в три этажа для наблюдений за ветром), возведены 11 деревянных павильонов для проведения наблюдений. Два павильона, построенных специально для магнитных измерений, были выполнены из немагнитных материалов — один термостатированный (в течение всего года там поддерживалась температура 20 °С), а другой засыпной, полуподземный.

Официальное открытие Константиновской (Павловской) обсерватории состоялось 21 мая 1878 г., но регулярные магнитные и метеорологические наблюдения по полной программе были начаты 1 января 1878 г. При этом Вильд обязал всех научных сотрудников ГФО не менее одного дня в неделю проводить экспериментальные исследования в Павловской обсерватории.

### **Магнитные наблюдения**

Г. И. Вильд лично занимался оборудованием магнитометрических павильонов и уделял большое внимание разработке и созданию аппаратуры для измерений геомагнитного поля. Первые магнитометры, привезенные из Франции, не удовлетворяли Вильда по характеристикам точности и стабильности измерений. Он разработал свои магнитометры и магнитные теодолиты, которые были изготовлены в мастерской Павловской обсерватории. В процессе изготовления приборов отливки из фосфористой бронзы специально исследовались на остаточный магнетизм. Для обеспечения точности измерений приборы устанавливались в термостатированном павильоне.

Исследования точности измерений производились ежегодно. В отчете проф. Б. В. Нумерова (Нумеров, 1927) указано, что за

50 лет работы (1878—1927) магнитометров Вильда их точность укладывалась в 3" (три угловые секунды). Столь высокое совершенство магнитных теодолитов Павловской обсерватории обеспечило их применение не только в ГФО и ее филиалах, но и в магнитных обсерваториях Германии и Франции.

Результаты измерений магнитного поля Земли позволили к 1927 г. получить уникальный ряд наблюдений за 50 лет. В этом ряду четко выражен 50-летний цикл изменений магнитного поля с минимумом активности, который приходится на 1920 г.

В Павловской обсерватории были поставлены и некоторые астрономические наблюдения, в частности наблюдения за солнечными пятнами. Сопоставление графиков в отчете Нумерова показывает, что изменения интенсивности магнитного поля хорошо согласуются с изменением числа солнечных пятен.

Комплекс геомагнитных наблюдений с первых лет деятельности Павловской обсерватории включал: абсолютные определения геомагнитных элементов, фотографическую регистрацию вариаций геомагнитных элементов, визуальные наблюдения вариаций компонентов геомагнитного поля. Эти работы положили начало длительному ряду однородных геомагнитных наблюдений.

После окончания Великой Отечественной войны все магнитные наблюдения и исследования были переданы в Научно-исследовательский институт земного магнетизма, который размещался под Москвой и впоследствии вошел в состав АН СССР как Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн (ИЗМИРАН).

### **Наблюдения за атмосферным давлением**

Г. И. Вильд придавал большое значение метрологическому обеспечению измерений атмосферного давления. Первые же работы по исследованию барометра Купфера показали, что, несмотря на все свои достоинства, барометр требует серьезных доработок. Основным его недостатком являлся малый диаметр барометрической трубки. Большая кривизна мениска ртути в барометрической трубке приводила к существенным погрешностям при изменении давления.

Разрабатывая образцы контрольного барометра, Г. И. Вильд использовал барометрическую трубку диаметром около 20 мм (вместо 5 мм у А. Я. Купфера). При этом кривизна мениска существенно уменьшилась, и соответственно снизилась погрешность измерений при росте и падении давления. Увеличение диаметра барометрической трубки привело и к увеличению диаметра чашки и, следовательно, объема ртути в барометре. В последующих разработках Вильд применил достаточно широкую трубку в рабочей части барометра и более узкую в средней, нерабочей его части. Диаметр же свободного колена барометра был равен диаметру рабочей части барометрической трубки А. Я. Купфера.

Дальнейшие работы Вильда по усовершенствованию измерений атмосферного давления привели к созданию им эталонного барометра, два образца которого действуют и по настоящее время в системе метрологического обеспечения измерений давления, а также к созданию контрольного сифонно-чашечного барометра. Эти приборы выпускались фирмой Фусса и фирмой Турретины. В дальнейшем (с 1935 г.) производство этих барометров было освоено отечественными заводами — сначала в Ленинграде, а затем в городе Клин Московской области. На этом были завершены работы по созданию первой системы метрологического обеспечения измерений атмосферного давления.

### **Метеорологические наблюдения**

В первые годы работы Павловской обсерватории Г. И. Вильдом были завершены работы по международной аттестации образцовых (эталонных) термометров для России, начатые А. Я. Купфером. При жизни Купфер успел аттестовать термометры в мировом центре метрологии в Женеве только для положительных температур, Вильду пришлось продолжить эту работу в области отрицательных температур.

Значительные работы были выполнены по усовершенствованию измерения температуры и влажности воздуха. В частности, была усовершенствована радиационная защита термометров. Будка Вильда была заменена новой английской будкой меньших размеров, высота установки термометров была уменьшена до 2,0 м над подстилающей поверхностью. Испытания радиационных

свойств будки были организованы Охлябининым в разных регионах России. Новая защита была внедрена на сети после всестороннего анализа результатов испытаний (Охлябинин, 1915). Результаты исследований радиационных свойств новой будки были подтверждены сравнительными измерениями, проведенными сотрудниками ГГО в 1951—1953 гг. (Беспалов, 1956).

Большое значение имели также работы по созданию прибора для измерения скорости и направления ветра — флюгера Вильда, который применяется как на отечественной, так и на зарубежной сети с 1870-х годов и до настоящего времени.

### Актинометрические наблюдения

Большое внимание в Павловской обсерватории уделялось усовершенствованию методики наблюдений за солнечной радиацией и приборов для ее измерения. Ко времени основания Обсерватории Г. И. Вильдом были собраны основные образцы приборов: актинометр Виоля, актинометр Крова, актинометр Араго—Дэви, пиргелиометр Пулье и др. Однако во время работы с ними в Обсерватории выявились существенные расхождения в результатах измерений.

Для организации сличений и устранения различий в показаниях Г. И. Вильд пригласил профессора Санкт-Петербургского университета, заведующего кафедрой физики О. Д. Хвольсона. Проанализировав принципы действия каждого прибора и методику производства измерений, Хвольсон пришел к выводу о том, что ни один из имеющихся приборов не может быть принят в качестве опорного, и поэтому прежде всего необходимо было разработать собственный абсолютный прибор.

Основу пиргелиометра Хвольсона составила пара ртутных термометров. Резервуары их были закрыты массивными медными дисками, каждый из которых поочередно экспонировался на солнце в течение определенного интервала времени  $\tau$ , а затем затенялся тенилкой и охлаждался в течение того же интервала времени  $\tau$ . Температура каждого диска в процессе нагревания—охлаждения измерялась соответствующим термометром через интервалы времени  $n - 2\tau$ . По графикам нагревания—охлаждения



термометров с дисками определялась скорость изменения температуры дисков. По скорости нагревания и скорости охлаждения дисков до того момента времени, когда их температуры становились равны, по формулам, полученным Хвольсоном, определялась интенсивность солнечной радиации.

По завершении работ Хвольсона по аттестации актинометрических приборов в Павловской обсерватории (1893 г.) измерения солнечной радиации стали все шире внедряться во всех метеорологических обсерваториях России. В качестве основного прибора был принят актинометр Араго—Дэви как наиболее устойчивый в показаниях, а опорным прибором ГФО стал пиргелиометр Хвольсона. В 1895 г. Онгстрем завершил свои разработки по созданию компенсационного пиргелиометра. Сличение компенсационного пиргелиометра с пиргелиометром Хвольсона показало согласованность измерений до 1 %. По предложению Хвольсона прибор Онгстрема был принят в России в качестве опорного (эталонного). Позднее он был принят и в качестве международного эталона.

Ведущими специалистами Павловской обсерватории в области актинометрии были молодые ученые С. И. Савинов и Н. Н. Калинин, к наблюдениям также часто привлекался Д. Ф. Нездюров. Для изучения солнечной радиации на территории России был проведен ряд экспедиций, в частности в Крым, на Кавказ, в Поволжье, среднеазиатские губернии.

Актинометр Араго—Дэви был усовершенствован Н. Н. Калининым, который предложил резервуары термометров выполнять в виде полусфер, так что приемная поверхность каждого термометра получилась плоской, и это обеспечивало достаточно строгое измерение инсоляции. Такой актинометр стали называть актинометром Араго—Дэви—Калитина. Дальнейшие работы Калитина относились к совершенствованию приборов и методов измерения коротковолновой радиации (прямой и рассеянной).

В 1905 г. преподаватель Московской сельскохозяйственной академии профессор В. А. Михельсон создал первый биметаллический актинометр. Этот простой и точный рабочий прибор был принят в качестве основного прибора для сети станций России и прослужил в качестве такового до 1953 г.

Работы С. И. Савинова были направлены на разработку термоэлектрических методов измерения (прежде всего, пиранометров) и создание регистрирующей аппаратуры. Активное участие в этих работах принимал Ю. Д. Янишевский. Савинов и Янишевский сотрудничали и в создании приборов для измерения длинноволновой радиации (пиргеометров, эффективных пиранометров).

Под руководством Н. Н. Калитина в Павловской обсерватории было образовано специальное актинометрическое отделение (Центральный институт актинометрии и атмосферной оптики), перед которым были поставлены следующие задачи:

разработка методов исследования в области актинометрии и атмосферной оптики;

производство систематических наблюдений по возможно полной программе;

хранение общесоюзных стандартов по актинометрии и атмосферной оптике, их периодическое сравнение с международными стандартами, поверка сетевых приборов;

производство актинометрических исследований научного и научно-практического характера;

научное руководство работами по актинометрии и атмосферной оптике в СССР;

организация экспедиционных наблюдений как путем устройства специальных экспедиций, так и путем участия в комплексных экспедициях.

### **Аэрологические наблюдения**

Наиболее важным направлением работы сотрудников Павловской обсерватории стали организация, постановка и выполнение исследований метеорологических процессов в свободной атмосфере.

Исследования распределения метеорологических величин в тропосфере начались в Павловской обсерватории в 1897 г. Легкие самопишущие приборы поднимались на высоту с помощью воздушных змеев, конструкцию которых разрабатывал В. В. Кузнецов. Первые метеорографы обеспечивали регистрацию температуры, влажности воздуха, атмосферного давления и скорости

ветра. Высота, на которой проводились измерения, определялась засечками двух теодолитов, установленных на концах проложенной на земле базы. Регистрация производилась на закопченной бумажной ленте, наклеенной на небольшой барабан.

Первые метеорографы были приобретены в мастерской П. Рижара. Впоследствии В. В. Кузнецов разработал метеорографы, которые изготавливались в мастерской Павловской обсерватории.

Вначале подъемы производились с помощью шелкового шнура, и высота подъема составляла 1—1,5 км. В дальнейшем для подъема стала использоваться стальная проволока, что позволило увеличить высоту подъема до 4—4,5 км.

В 1902 г. по инициативе директора ГФО академика М. А. Рыкачева пункт змейковых наблюдений был преобразован в змейковое отделение, а в 1912 г. были выделены средства на создание в пос. Онтолово аэрологической обсерватории, директором которой был назначен В. В. Кузнецов. К тому времени в программу работ был включен широкий комплекс шаропилотных наблюдений, которые производились как с базы, так и с одного пункта. Для последнего вида наблюдений была разработана методика определения вертикальной скорости подъема шара-пилота, которая позволяла определять высоту подъема шара.

В 1919 г. во время Гражданской войны Онтоловская обсерватория сгорела, и работы были вновь переведены в Павловск.

В 1920 г. директором аэрологической Павловской обсерватории был назначен молодой ученый П. А. Молчанов, при котором работы Обсерватории существенно оживились. В этот период для обработки шаропилотных наблюдений был разработан планшет — круг Молчанова, для вертикального зондирования атмосферы был приобретен привязной аэростат. Кроме того, был разработан ряд приборов, в том числе аэростатный (самолетный) метеорограф.

Наиболее значительной разработкой Молчанова стал автономный автоматический прибор для измерения температуры, давления, а позднее и влажности воздуха — гребенчатый радиозонд Молчанова. Первый в мире выпуск радиозонда был осуществлен 30 января 1930 г. В результате впервые был получен вертикальный разрез атмосферы до высоты 18 км.

Во время II Международного полярного года (летом 1932 г.) метеорологическая служба Германии организовала экспедицию на дирижабле «Граф Цеппелин» в высоких широтах советского сектора Арктики. В состав этой экспедиции был приглашен профессор П. А. Молчанов, который в порядке вклада СССР в работу экспедиции и II Международного полярного года организовал выпуск 12 радиозондов. Полученные результаты по окончании экспедиции вошли в ее отчеты.

По возвращении П. А. Молчанов организовал разработку автоматической метеорологической станции для арктических работ. Образцы станции были изготовлены и проходили натурные испытания, однако завершению разработок помешала Великая Отечественная война. Дальнейшие работы в Павловской аэрологической обсерватории, а также под ее руководством на основных (опорных) станциях нашей сети были направлены на изучение особенностей атмосферной циркуляции для практических целей. К концу 1940 г. в Советском Союзе работало 40 аэрологических станций.

После окончания Великой Отечественной войны аэрологические исследования были переданы в специально созданную Центральную аэрологическую обсерваторию в подмосковном пос. Долгопрудное.

### **Наблюдения за атмосферным электричеством**

В программу первых наблюдений за атмосферным электричеством в Павловской обсерватории были включены только измерения потенциала электрического поля. Для этих измерений в башне основного здания Обсерватории был установлен водяной коллектор с электрометром Маскара. Измерения производились три раза в сутки. В дальнейшем, по мере оснащения Обсерватории приборами, программа постоянно пополнялась новыми видами наблюдений. Так, в 1888 г. в Обсерватории был изготовлен и установлен грозоотметчик, работавший на основе радиоприемника А. С. Попова. Грозоотметчик, соединенный с антенной и когерером, обеспечивал регистрацию грозových разрядов в виде штриховых отметок на ленте самописца. Подстройка антенного

устройства и когерера позволяла регистрировать разряды как от ближних гроз, так и от сравнительно отдаленных.

Существенное развитие наблюдения за элементами атмосферного электричества получили в 1910—1914 гг., когда этими наблюдениями стал заниматься профессор В. Н. Оболенский, закупивший ряд приборов в Великобритании и разработавший часть приборов и установок непосредственно в Павловске. Под руководством Оболенского в Обсерватории работали молодые ученые, в том числе П. Н. Тверской, С. И. Прусаков, П. Н. Леушин и др. Их трудами были созданы приборы для измерения напряженности электрического поля, проводимости воздуха (как положительной, так и отрицательной), а также установки для измерения электрических зарядов в атмосфере (аспиратор Гердиена, ватный фильтр Оболенского, счетчики ионов и др.).

Дальнейшее развитие наблюдения за элементами атмосферного электричества получили после 1920 г. Под руководством П. Н. Тверского были организованы работы по исследованию структуры электрического поля атмосферы, изучению процессов формирования электрических зарядов облаков и оценке опасности их интенсивных очагов. В. Н. Оболенский возглавил работы по изучению ионизации атмосферы и роли ионов в процессах формирования электрического поля атмосферы.

### Заключение

Павловская обсерватория проработала 62 года (1878—1941). С момента своего создания она стала центром экспериментальных исследований в области метеорологии и родоначальником многих научных направлений. В Обсерватории работала плеяда талантливейших ученых, конструкторов и исследователей. На протяжении многих лет Павловская обсерватория выполняла роль отечественного научно-методического центра по руководству всеми видами метеорологических и геофизических наблюдений. Здесь разрабатывались методы и средства измерений, хранились эталоны, осуществлялся метрологический контроль и поверка приборов для сети, выполнялись наблюдения по стан-

дартным и специальным программам, проводились научные исследования.

Во время Великой Отечественной войны Павловская обсерватория была полностью разрушена. В 1945 г. новая полевая экспериментальная база Главной геофизической обсерватории была создана в пос. Сельцы Всеволожского района Ленинградской области. В 1949 г. в связи с празднованием 100-летнего юбилея Главной геофизической обсерватории пос. Сельцы был переименован в пос. Воейково.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беспалов Д. П., 1956. Точность измерения температуры и влажности воздуха и перспективы ее повышения. — Труды ГГО, вып. 61 (123).

Нумеров Б. В., 1927. Очерк деятельности Магнитно-Метеорологической обсерватории в Слуцке (Павловске) за 50 лет (1878—1927). — Л.: Изд. ГГО.

Охлябинин С., 1915. Метеорологические приборы. Производство и обработка наблюдений. Петроград: Изд. Министерства торговли и промышленности.

**ИЗ ИСТОРИИ ПРОВЕДЕНИЯ В РОССИИ  
МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ СЪЕЗДОВ  
(К 175-ЛЕТИЮ ГИДРОМЕТСЛУЖБЫ РОССИИ)**

*Е. Л. Махоткина*

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

В истории отечественной гидрометеорологии есть события, которые, хотя и не нашли должного отражения в современной исторической литературе (Очерки, 1991; Пасецкий, 1978), сыграли заметную роль в становлении и развитии Гидрометеорологической службы страны. Речь идет о метеорологических съездах, созыву которых всегда предшествовала большая подготовительная работа.

Решение о проведении в России метеорологических съездов было принято Государственным советом и Высочайше утверждено 15 декабря 1898 г.

В своем решении Государственный совет постановил:

«...1) для согласования деятельности всех существующих в Империи метеорологических учреждений и для рассмотрения касающихся метеорологии вопросов, возбужденных разными ведомствами и установлениями, созываются по мере надобности при Императорской академии наук по распоряжению президента оной метеорологические съезды;

2) метеорологические съезды состоят под председательством Президента Императорской академии наук или лица, им назначенного, из представителей как всех ведомств, содержащих метеорологические станции, так и отдельных метеорологических сетей, а также лиц, приглашенных по усмотрению Президента Академии...» (Протоколы, 1900).

Далее в решении были определены еще три пункта о сборе, архивации и хранении метеорологической информации и финансировании наблюдений, которые касались организации работ Главной физической (с 1924 г. геофизической) обсерватории (ГФО).

В процессе подготовки к съездам было решено, что они должны носить исключительно деловой характер и не сопровождаться приемами и торжествами. Расходы на проведение решено было ограничить расходами на оплату проезда иногородних участников съездов.

В работе Первого и Второго съездов участвовали официальные представители учреждений, обществ и земств, ученые и специалисты, занимающиеся организацией и проведением метеорологических наблюдений.

Съезды принимали решения (по докладу или группе докладов), которые в окончательном виде формулировались в протоколах общего собрания съездов (Протоколы, 1900; Протоколы, 1909). Решения, как правило, были предельно конкретными: если решалось расширить сеть, то указывались пункты, где должны быть организованы наблюдения; если говорилось об исследовании приборов или их сравнениях, то речь шла о конкретных приборах, конкретных методических проблемах, конкретных инструкциях и испытаниях; если говорилось о преподавании метеорологии, то указывались учебные заведения, где следовало ввести занятия по метеорологии, причем отдельно был поставлен вопрос о преподавании метеорологии в медицинских вузах, и т. п.

**Первый метеорологический съезд** состоялся с 24 по 31 января 1900 г. в Санкт-Петербурге. Заседания Съезда и комиссий проходили в Академии наук, ГФО, Русском географическом обществе.

На съезде работало пять комиссий, которые занимались следующими вопросами:

рассмотрением проектов организации сельскохозяйственно-метеорологических (агрометеорологических) наблюдений и исследований (комиссия А);

проблемами предсказания погоды (комиссия Б);

вопросами сравнения приборов и проведения измерений земного магнетизма (комиссии В и Д);

вопросами организации наблюдений и публикации их результатов, инспекциями пунктов наблюдений (комиссия Г).

На Съезде было принято 40 решений, к главным из которых следует отнести следующие:



ходатайствовать об открытии новых обсерваторий в Порт-Артуре и Ташкенте и филиальной обсерватории на Черном море;

просить ГФО организовать систему штормовых предупреждений о спаде и нагоне воды в возможно большем числе пунктов на побережьях российских морей, организовать систему предупреждений о наводнениях в Санкт-Петербурге;

признать исключительную значимость змейковых (впоследствии аэрологических — *прим. авт.*) станций для таких ведомств, как военное, путей сообщения, земледелия и др.;

ходатайствовать о создании образцовой змейковой обсерватории при ГФО и организации сети змейковых станций (предшественники аэрологических станций — *прим. авт.*);

ходатайствовать о выделении средств Академии наук или ГФО для премирования научных работ в области метеорологии;

признать желательным расширение актинометрических наблюдений, включая проведение экспедиций, и проведение исследований по усовершенствованию актинометрических приборов;

просить ГФО провести работы по исследованию основных метеорологических приборов и усовершенствованию методик измерений.

К моменту проведения Второго съезда 20 из принятых Первым съездом решений были выполнены.

**Второй метеорологический съезд** проходил с 11 по 17 января 1910 г. в Санкт-Петербурге. В работе Съезда участвовало 200 человек. Съезд и его комиссии заседали в большом конференц-зале Академии наук, одно заседание было проведено в зале физического института Санкт-Петербургского университета. Накануне открытия Съезда его участники посетили ГФО с ознакомительным визитом.

На съезде работало семь секций:

- 1) приборы и методы наблюдений, публикация данных;
- 2) организация метеорологических наблюдений и метеорологической сети;
- 3) синоптическая метеорология и прогноз погоды;
- 4) исследования разных слоев атмосферы и горные станции;
- 5) сельскохозяйственно-метеорологические (агрометеорологические — *прим. авт.*) и фенологические наблюдения;

6) гидрометрические (гидрологические — *прим. авт.*) наблюдения;

7) преподавание метеорологии.

Съезд признал настоятельно необходимыми:

- организацию в России постоянной метеорологической сети, финансируемой за счет государства;

- организацию новых центральных метеорологических учреждений на Дальнем Востоке и в Туркестане, увеличение числа метеорологических станций в Сибири и на севере страны (для использования их данных при составлении синоптических карт).

Ряд решений Съезда свидетельствовал о необходимости увеличения финансирования и штатов ГФО и филиальных обсерваторий, продолжения исследований приборов и методик измерений, расширения исследований разных слоев атмосферы и гидрологических исследований. В частности, предлагалось преобразовать змейковое отделение Павловской (Константиновской) обсерватории в аэрологическую обсерваторию с возложением на нее обязанностей по организации и проведению наблюдений, приборному обеспечению, сбору, анализу и хранению аэрологической информации (это решение было сформулировано в девяти позициях).

Деятельность по сельскохозяйственной метеорологии предлагалось объединить под эгидой Метеорологического бюро ученого комитета главного управления землеустройства и земледелия. В 15 решениях по этому вопросу были сформулированы конкретные действия, реализация которых обеспечивала бы развитие работ в указанном направлении: проведение съезда специалистов по сельскохозяйственной метеорологии в 1909 г., финансирование новых и совершенствование существующих станций, поддержание сети юго-запада России — сети профессора А. В. Клоссовского, обеспечение научной деятельности в области сельхозметеорологии, включение в программу работ сельхозстанций метеорологических наблюдений по программе станций 2-го разряда.

Расширение публикаций результатов метеорологических наблюдений предполагало представление в Летописях ГФО данных максимального числа станций и включение в метеорологические

таблицы данных о снежном покрове, а также возобновление публикации Еженедельного метеорологического бюллетеня.

Съезд указал на необходимость организации во всех университетах кафедры физической географии и метеорологии и введении преподавания метеорологии в сельскохозяйственных учебных заведениях.

Учитывая, что метеорологические съезды должны проводиться на регулярной основе, было решено создать при Академии наук постоянно действующий Комитет по проведению съездов с выделением ему соответствующего финансирования.

Проведение следующего съезда было намечено на конец 1918 г. И хотя весной 1918 г. ГФО начала подготовку этого съезда, он, естественно, не состоялся. Только в 1925 г. Госпланом СССР был созван **1-й Всесоюзный геофизический (Третий метеорологический) съезд** (1-й Всесоюзный, 1925). Заседания съезда проходили с 1 по 25 мая в Москве в аудиториях 1-го МГУ.

На обсуждение были вынесены вопросы выработки общего плана организации единой геофизической службы страны, а также научные и научно-прикладные вопросы геофизики. Съезд по процедуре проведения был разделен на три мероприятия:

- организационный съезд,
- научный съезд с секциями: 1) общей метеорологии и аэрологии, 2) актинометрии, электрометеорологии (атмосферного электричества — *прим. авт.*), атмосферной оптики и акустики, 3) климатологии, 4) динамической метеорологии, 5) земного магнетизма, гравиметрии, сейсмологии, 6) гидрологии;
- совещание по засухе.

Значительная часть заседаний была посвящена заслушиванию информационных докладов о состоянии геофизических служб в Союзных Республиках, областях, различных ведомствах. Организационным вопросам был посвящен 91 доклад.

В период проведения Съезда с 13 по 16 мая 1925 г. по инициативе ГГО в Ленинграде в ГГО состоялась 1-я сессия Совещания директоров центральных геофизических учреждений страны (Первая сессия, 1925). Совещание проходило под председательством директора ГГО А. А. Фридмана, который определил перспективы работы по организации метеорологической службы и роль

ГГО в решении насущных задач службы (Фридман, 1925). На Совещании были выработано Положение о взаимодействии между центральными геофизическими учреждениями союзных республик, которое включало семь разделов (общие положения, формы связи, совещание директоров ЦГУ, заграничное представительство, сеть станций, программы, методы и оборудование метеорологических станций, издательская деятельность, принципы строительства геофизической службы). Положение декларировало автономность геофизических учреждений Союзных Республик СССР. Оно также устанавливало единство геофизической службы СССР за счет установления единства в вопросах планирования и оснащения сети, согласованности программ и методов наблюдений и обработки результатов наблюдений (Положение, 1925).

Это Положение было доложено на Съезде 18 мая 1925 г. и получило его одобрение. В постановлении Съезда была отмечена правильность позиции ГГО по вопросам о задачах ГГО и общей метеорологической службе.

Съезд отметил работу наблюдательных станций и обсерваторий, обеспечивших сохранение рядов наблюдений в чрезвычайно трудных условиях.

Съезд принял следующие решения:

- издать накопленные в ГГО материалы;
- издать материалы специальных геофизических наблюдений, собранных различными ведомствами и учреждениями (в первую очередь, аэрологических и магнитно-метеорологических наблюдений Павловской обсерватории, Московской аэрологической обсерватории, Геофизической обсерватории в Кучино);
- приступить к проведению планомерной и детальной магнитной съемки территории СССР (для координации работ различных обсерваторий и ведомств по данному вопросу при Совете Труда и Обороне была учреждена межведомственная Магнитная комиссия);
- создать фонд для финансирования работ по борьбе с засухой;
- созвать совещание физиологов и экологов для планирования работ по изучению природы засухоустойчивых растений;
- организовать изучение суховеев.

Для детального обсуждения научных и практических проблем геофизики было решено созвать в Ленинграде научный Геофизический съезд.

Последующие метеорологические съезды возобновили свою работу после большого перерыва только в 1961 г. Четвертый и Пятый метеорологические съезды в отличие от предыдущих были торжественными мероприятиями, демонстрирующими достижения Гидрометслужбы за последние десятилетия.

**Четвертым метеорологическим съездом** стало Всесоюзное метеорологическое совещание, которое прошло 21—29 июля 1961 г. в Ленинграде и было посвящено 40-летию ленинского декрета об организации гидрометеорологической службы СССР (Всесоюзное..., 1961).

В работе Съезда приняли участие свыше 1400 делегатов, а также гости из социалистических стран.

На пленарных и секционных заседаниях было прочитано 450 докладов. Секционные заседания проводились параллельно по восьми секциям: динамической метеорологии, синоптической метеорологии, физики приземного слоя, физики свободной атмосферы, агрометеорологии, приборов и методов наблюдений, климатологии. В период Съезда были организованы выставка, демонстрирующая достигнутый уровень метеорологических исследований, а также выставка научной литературы и новой метеорологической аппаратуры.

На пленарных заседаниях было заслушано 12 докладов. В докладе начальника ГУГМС А. А. Золотухина «Сорок лет Советской гидрометеорологической службе» были подробно освещены основные этапы развития Гидрометслужбы СССР. Доклад академика Е. К. Федорова был посвящен активным воздействиям на погоду и климат.

Специалисты ААНИИ и ГГО И. М. Долгин, Д. Л. Лайхтман, Н. П. Русин, А. Ф. Трешников представили доклад об итогах исследований метеорологического режима Арктики и Антарктики. Обзор состояния и перспектив синоптического метода прогноза погоды был сделан В. А. Бугаевым. М. И. Юдин в докладе «Современные методы и проблемы численного прогноза погоды» представил анализ различных источников ошибок, возникающих в краткосрочных прогнозах, и наметил пути их устранения.

Доклады Б. А. Миртова и П. Г. Хвостикова были посвящены исследованию свойств атмосферы на больших высотах с помощью

ракет и искусственных спутников Земли. Авторы привели обширный фактический материал по распределению ряда характеристик атмосферы до высоты нескольких сотен километров.

М. И. Будыко доложил о работе по климатологическому обобщению данных о тепловом балансе подстилающей поверхности и атмосферы.

Итоги и перспективы исследований в области атмосферной турбулентности были представлены А. М. Обуховым. Успехи в этой области были достигнуты в результате создания высокочувствительной аппаратуры для пульсационных измерений и построения теории, позволившей на единой основе осмыслить закономерности атмосферной турбулентности вблизи земной поверхности.

Х. П. Погосян представил обзор исследований по проблеме общей циркуляции атмосферы, привлекая к рассмотрению также работы по смежным вопросам (тепловому балансу, численными методами прогноза и т.п.).

В докладе О.А.Дроздова и Е. С. Рубинштейн «Итоги изучения климата СССР» наряду с обзором результатов, касающихся собственно климата СССР, были рассмотрены результаты исследований по колебаниям климата.

Изучению агроклиматических ресурсов СССР посвятил свой доклад Ф. Ф. Давитая, применению современной вычислительной техники в метеорологии — П. К. Евсеев.

Съезд определил в качестве главной задачи метеорологии «дальнейшее метеорологическое обслуживание народного хозяйства на базе

коренного улучшения прогнозов погоды, особенно долгосрочных;

широкого применения автоматизации метеорологических наблюдений, механизации их обработки;

внедрения количественных методов исследования во все разделы исследований с использованием электронной вычислительной техники».

Съезд определил организационные меры для улучшения научной работы:

расширение периодических изданий;

учреждение Всесоюзного метеорологического общества;

проведение всесоюзных метеорологических совещаний один раз в пять — семь лет, а в промежутках между ними — тематических всесоюзных совещаний.

**Пятый Всесоюзный метеорологический съезд** проводился в период с 21 по 29 июля 1971 г. в Ленинграде в Таврическом дворце и был приурочен к 50-летию декрета Совета Народных Комиссаров РСФСР «Об организации метеорологической службы РСФСР» (V Всесоюзный..., 1971).

В работе Съезда приняло участие 1418 отечественных делегатов и 27 иностранных ученых.

Съезд открылся торжественным заседанием, посвященным 50-летию Гидрометеорологической службы, на котором с докладом выступил начальник Главного управления Гидрометслужбы академик Е. К. Федоров. После торжественного заседания в Большом зале Ленинградской государственной филармонии состоялся праздничный концерт.

Пленарные заседания открылись докладом директора Гидрометцентра СССР академика АН УзССР В. А. Бугаева «Прогнозы погоды», посвященном состоянию исследований в области прогнозов различной заблаговременности и основным задачам по повышению оправдываемости прогнозов.

В докладе директора ГГО чл.-корр. АН СССР М. И. Будыко «Изучение климата» была дана характеристика основных результатов исследований климата за время, прошедшее после Четвертого метеорологического съезда. В качестве основных задач дальнейших исследований М. И. Будыко отметил следующие: расширение объема и повышение качества наблюдений, разработка вопросов теории метеорологического режима, исследование влияния климата на различные природные процессы и деятельность человека, изучение изменений климата.

В докладе М. А. Петросянца и Ю. С. Седунова «Активные воздействия на атмосферные процессы» в качестве главного достижения последнего десятилетия было указано доказательство принципиальной возможности целенаправленной борьбы против локальных метеорологических явлений.

Академик Г. И. Марчук в докладе «Пути развития гидродинамических методов прогноза погоды» отметил, что прогноз по-

годы является одной из центральных проблем науки, активно влияющей на многие отрасли хозяйственной деятельности.

Начальник Технического управления ГУГМС Б. Г. Рождественский в докладе «Автоматизация гидрометеорологической службы» дал характеристику современного и будущего оснащения региональных и территориальных центров и подвел предварительные итоги эксперимента в Белорусском УГМС по опробованию новых технических средств комплексной автоматизации.

На Съезде также работали следующие секции: прогноз погоды, климат, активные воздействия на атмосферные процессы.

В качестве главных задач метеорологии Съезд определил: успешное выполнение научно-исследовательских и опытно-конструкторских работ, включенных в план на девятую пятилетку; повышение эффективности научных исследований; быстрее внедрение достижений науки в практику обслуживания народного хозяйства.

В период Съезда была организована выставка, включающая следующие разделы: вводный, прогноз погоды, изучение климата, активные воздействия на метеорологические процессы, автоматизация гидрометеорологической службы. На отдельной экспозиции была представлена литература, изданная Гидрометеоиздатом за период с 1961 по 1971 г.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Всесоюзное метеорологическое совещание, 1961. — Метеорология и гидрология, № 11, с. 66 — 68.

Очерки по истории Гидрометеорологической службы России, т. 2, 1999. — СПб.: Гидрометеоиздат. — 262 с.

Пасецкий В. М. Метеорологический центр России, 1978. — Л.: Гидрометеоиздат.

Первая сессия совещания директоров центральных геофизических учреждений Союзных Республик, 1925. — Погода и климат, № 1, с. 22—23.

1-й Всесоюзный геофизический (III Метеорологический) съезд в Москве, 1925. — Погода и климат, № 1, с. 23—24.

Положение о взаимоотношениях между центральными геофизическими учреждениями Союзных Республик, 1925.— Погода и климат, № 1, с. 29—31.

Протоколы Первого метеорологического съезда при Императорской Академии наук. 24—31 января 1900 г. — СПб., 1900.



Протоколы заседаний Второго метеорологического съезда при Императорской Академии наук. 11—17 января 1909 г. — СПб., 1910.

V Всесоюзный метеорологический съезд, 1971. — Метеорология и гидрология, № 11, с. 116—118.

Фридман А. А., 1925. Перспективы работы по организации метеорологической службы. — Погода и климат, № 1, с. 18—22.

## К юбилею Б. Е. Шнеерова

30 ноября 2008 г. исполняется 80 лет Борису Ефимовичу Шнеерову — высококлассному специалисту, ведущему научному сотруднику и замечательному человеку.

Б. Е. Шнееров родился в семье служащих. Окончив в 1947 г. школу с золотой медалью, он поступил на математикомеханический факультет Ленинградского государственного университета. По окончании учебы Борис Ефимович получил диплом с отличием по специальности «механика». Во время учебы он активно участвовал в общественной жизни — сначала в школе, будучи там секретарем комсомольской организации, а затем и в университете, где он был избран членом бюро комсомольской организации факультета.

В Главной геофизической обсерватории Б. Е. Шнееров начал работу в 1954 г. в должности младшего научного сотрудника. С тех пор уже 55 лет он преданно служит Обсерватории, став одним из самых достойных и уважаемых ее представителей.

Приступив к работе в отделе динамической метеорологии ГГО, Борис Ефимович подключился к научным разработкам по одному из самых сложных научных направлений в метеорологии — численному моделированию атмосферных процессов и гидродинамическому прогнозу погоды. Его первая научная статья «К вопросу о влиянии притоков тепла на крупномасштабные движения в атмосфере» была подготовлена спустя всего два года после поступления в ГГО.

В 1957—1959 гг. Борис Ефимович принял участие в Третьей антарктической экспедиции. Его работа в трудных условиях зимовки была отмечена правительственной наградой.

В 1964 г. Б. Е. Шнееров блестяще защитил диссертацию на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук на тему «Влияние притоков тепла на изменение температуры и давления в свободной атмосфере».

В 1970-х годах Б. Е. Шнееров стал одним из разработчиков трехуровневой гидродинамической модели ГГО, в рамках которой на его долю выпало физико-математическое моделирование процессов конденсации и переноса водяного пара. В 1979 г. за

участие в разработке этой модели он был награжден серебряной медалью ВДНХ.

Борис Ефимович — руководитель ряда научных тем, в том числе по грантам РФФИ, по вопросам предсказуемости атмосферных режимов Северного полушария и изменения глобального и регионального климата под влиянием естественных и антропогенных факторов.

В 80—90-х годах коллектив сотрудников ГГО занимался разработкой глобальной многоуровневой модели общей циркуляции атмосферы — одной из немногих отечественных моделей, соответствующих мировым требованиям. Эта модель позволила решить большой комплекс задач в области теории климата и долгосрочных метеорологических прогнозов. Активным участником этого коллектива, признанного одной из ведущих научных школ России, стал Б. Е. Шнееров. В 1997 г. за участие в разработке глобальной многоуровневой модели ГГО общей циркуляции атмосферы ему была присуждена ведомственная премия им. А. И. Воейкова.

Результаты своих научных исследований Борис Ефимович опубликовал в 63 научных работах и многократно докладывал на всесоюзных и международных симпозиумах и конференциях, а также на метеорологическом съезде.

В течение многих лет Борис Ефимович занимался переводом с английского языка монографий и Бюллетеня ВМО. Под его редакцией издавались Труды ГГО и сборники статей зарубежных ученых.

Б. Е. Шнееров обладает широкой научной эрудицией и пользуется большим авторитетом как рецензент научных работ и оппонент диссертаций. Ему принадлежат заслуги по популяризации работ по метеорологии. Много лет он являлся членом районной и городской научно-методических секций общества «Знание».

Борис Ефимович находил время и для преподавательской деятельности. Бывшие студенты Ленинградского гидрометеорологического института с благодарностью вспоминают его лекции по динамической метеорологии, его умение в простой и доступной форме изложить трудные для понимания вопросы.

За большой вклад в развитие и популяризацию метеорологии Б. Е. Шнееров награжден медалью ордена РФ «За заслуги перед

Отечеством» II степени, медалью «За трудовое отличие» и нагрудным знаком «Почетный работник Гидрометслужбы России».

Борис Ефимович — не только кабинетный ученый. Он прекрасный музыкант, многолетний участник хорового коллектива студентов, а впоследствии выпускников Ленинградского (Санкт-Петербургского) университета. Любители музыки восторженно принимали практически профессиональное выступление этого коллектива в Большом зале Филармонии и в других концертных залах города.

Борис Ефимович — прекрасный человек: доброжелательный, отзывчивый, готовый помочь всем, кому это необходимо. Его отличает необыкновенная скромность, которая иногда мешает ему быть отмеченным по заслугам. Общение с Борисом Ефимовичем всегда приносит радость.

Сотрудники Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова поздравляют Бориса Ефимовича с юбилеем и желают ему здоровья, неизменного оптимизма и успехов всегда и во всем.

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>В. М. Мирвис, В. П. Мелешко.</i> Современное состояние и перспективы развития метеорологических прогнозов на месяц и сезон .....	3
<i>В. П. Мелешко, И. Л. Кароль, В. М. Катцов, П. В. Спорышев, К. Ю. Булгаков, В. А. Фролькис.</i> Реакция равновесного климата на преднамеренную эмиссию стратосферного аэрозоля, рассчитанная по глобальной модели атмосферы и верхнего слоя океана ГГО .....	41
<i>В. А. Говоркова, В. М. Катцов.</i> Изменения климата стран «ближнего зарубежья» России в 21-м веке .....	64
<i>А. А. Семиошина, Е. Д. Надёжина.</i> Межгодовые изменения климатических характеристик в лесном массиве (модельные оценки).....	85
<i>Ю. А. Довгалюк, Н. Е. Веремей, С. А. Владимиров, А. С. Дрофа, М. А. Затевахин, А. А. Игнатъев, В. Н. Морозов, Р. С. Пастушков, А. А. Синькевич, В. Н. Стасенко, В. Д. Степаненко, А. В. Шаповалов, Г. Г. Щукин.</i> Концепция разработки трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака. I. Структура модели и основные уравнения гидротермодинамического блока .....	102
<i>В. Д. Степаненко, В. Н. Емельянова, Ю. А. Довгалюк.</i> Возможности повышения качества информации о дождях, получаемой с помощью спутниковой радиолокационной аппаратуры.....	143
<i>И. Б. Попов.</i> Статистические оценки влияния различных метеорологических явлений на градиент электрического потенциала атмосферы .....	152
<i>Н. В. Кобышева, Л. П. Галюк, Ю. А. Панфутова.</i> Методика расчета социального и экономического рисков, создаваемых опасными явлениями погоды.....	162
<i>А. П. Бычкова, Л. В. Луцько, А. Д. Лыков, С. А. Соколенко.</i> О сравнениях актинометрического комплекса фирмы Kipp&Zonen и табельных приборов Росгидромета .....	172
<i>Е. А. Яковлева.</i> Об особенностях расчета осредненных за длительный период концентраций пылевидных веществ от наземных источников .....	197
<i>Н. А. Першина, А. И. Полищук, П. Ф. Свистов.</i> К вопросу о закислении атмосферных осадков в Российской Арктике.....	211

<i>Н. П. Першина, А. И. Полищук.</i> Оценка химического состава атмосферных осадков на территории Северо-Западного федерального округа России и Финляндии по результатам международного российско-финско-норвежского проекта «Экогеохимия Баренцева региона» .....	233
<i>Д. П. Беспалов, Е. И. Плешкова.</i> Павловская магнитно-метеорологическая обсерватория — экспериментальная база Главной физической обсерватории (к 130-летию со дня образования).....	252
<i>Е. Л. Махоткина.</i> Из истории проведения в России метеорологических съездов (к 175-летию Гидрометслужбы России).....	263
К юбилею Б. Е. Шенеерова .....	274

Сборник научных трудов

**Труды ГГО, вып. 558**

Подписано в печать 03.12.2008. Формат 60 × 84<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага офсетная. Печать офсетная. Печ. л. 17,5. Тираж 300 экз. Заказ

Отпечатано в типографии ООО «САВОЖ».

195279, Санкт-Петербург, ш. Революции, 69, лит. А.

*Индекс 18617*  
*по каталогу Роспечати*  
*«Газеты. Журналы»*