

Федеральная служба по гидрометеорологии
и мониторингу окружающей среды

ТРУДЫ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. Воейкова (ГУ „ГГО“)

выпуск

556

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

Санкт-Петербург
2007

Редакционная коллегия:

д-р физ.-мат. наук Мелешко В. П., д-р физ.-мат. наук Катцов В. М.,
д-р физ.-мат. наук Шукин Г. Г., д-р физ.-мат. наук Кароль И. Л.,
д-р физ.-мат. наук Генихович Е. Л., д-р физ.-мат. наук Покровский О. М.,
д-р техн. наук Степаненко В. Д., д-р геогр. наук Кобышева Н. В.,
д-р геогр. наук Мещерская А. В., канд. физ.-мат. наук Чичерин С. С.,
канд. геогр. наук Махоткина Е. Л.

Сборник содержит 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.

О ЧУВСТВИТЕЛЬНОСТИ РАВНОВЕСНОГО КЛИМАТА К УДВОЕНИЮ КОНЦЕНТРАЦИИ CO₂ В АТМОСФЕРЕ

К. Ю. Булгаков, В. П. Мелешко, Б. Е. Шнееров

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

Изложены результаты расчетов по оценке чувствительности равновесного климата в глобальной модели ГГО атмосферы и верхнего слоя океана. Исследована зависимость чувствительности климата от различных параметров облачно-радиационного взаимодействия. На основе выполненного анализа внесены изменения в ряд схем параметризации, применяемых в модели, в результате чего удалось повысить чувствительность модели ГГО.

Предложенный в работе Цусимы и Манабе метода оценки обратных связей, вызывающих ослабление вариаций приземной температуры воздуха, использован для проверки качества 13 МОЦАО СМIP3 и модели атмосферы ГГО на основе сопоставления с данными о радиационном балансе на верхней границе атмосферы (данные ERBE) и приземной температуре воздуха, полученной из реанализа.

ON SENSITIVITY OF EQUILIBRIUM TO CO₂ DOUBLING

K. Yu. Bulgakov, V. P. Meleshko, B. E. Shneerov

Main Geophysical Observatory

Simulation of equilibrium climate was made using AGCM coupled to mixed layer ocean. A large number of experiments was conducted to investigate dependence of model climate sensitivity to different cloud-radiation interaction, parametrization of some physical processes and model resolution. These changes made it possible to increase the sensitivity of the MGO atmospheric model to external forcing.

A method for assessment of feedbacks in annual variation of surface temperature was applied for validation of 13 AOGCMs CMIP3 using observed radiation balance at the top of the atmosphere (ERBE data) and surface temperature from reanalysis.

1. Введение

При расчетах будущих изменений климата необходимо, чтобы используемые климатические модели реалистично воспроизводили основные характеристики современного климата и показывали правильную чувствительность модельного климата к внешнему радиационному воздействию. Чувствительность климата определяется внутренними процессами с обратными связями, которые усиливают или подавляют влияние радиационного воздействия на климат и поэтому являются основной причиной получаемого разброса межмодельных оценок будущих изменений климата. Для того чтобы установить достоверность определяемой чувствительности к радиационному воздействию, необходимо знать, насколько правдоподобно в моделях рассчитываются изменения климата в прошлом, например в известные палеоклиматические эпохи, а также на протяжении XX века.

В качестве сравнительно простого теста на чувствительность широко применяется расчет равновесного климата, который определяется как установившийся режим средней глобальной температуры у поверхности Земли при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере. Вследствие ограниченности вычислительных ресурсов чувствительность равновесного климата обычно оценивается на основании расчетов по модели общей циркуляции атмосферы и верхнего перемешанного слоя океана. Равновесный режим достигается примерно через 20—25 лет после удвоения концентрации CO_2 , и анализ расчетов контрольного и возмущенного климата выполняется для последующего 20—30-летнего периода интегрирования.

Другой способ оценки чувствительности применяется при расчетах неустановившегося климатического режима при непрерывном росте содержания парниковых газов в атмосфере с помощью совместных моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО). В этих экспериментах чувствительность определяется как изменения осредненной за 20 лет глобальной температуры у поверхности, отнесенной к середине периода, когда при непрерывном росте концентрации CO_2 достигается ее удвоение. При росте концентрации CO_2 на 1 % в год ее удвоение в атмосфере происходит через 70 лет в экспериментах с МОЦАО. Такая характеристика является мерой скорости реакции глобальной температуры поверхности на воздействие парникового газа,

которая, в свою очередь, также зависит от скорости передачи тепла из атмосферы в океан.

На протяжении последних десятилетий под эгидой Всемирной программы исследования климата (ВПИК) проводились международные сравнения моделей общей циркуляции атмосферы, а затем и объединенных моделей атмосферы и океана в рамках проектов АМIP, АМIP2, СМIP и СМIP2. На основе расчетов по этим моделям были выполнены оценки чувствительности климата, использованные при подготовке Оценочных докладов (ОД) Межправительственной группы экспертов ВМО/МСНС/ЮНЕП по изменению климата (МГЭИК). В более ранних расчетах диапазон значений чувствительности равновесного климата для разных моделей атмосферы и верхнего перемешанного слоя океана был оценен примерно в пределах $1,5\text{—}4,5$ °, причем полученное по 17 моделям атмосферы среднее значение плюс-минус одно стандартное отклонение, согласно ОД2, составило $3,8 \pm 0,78$ °C (IPCC, 1996). Позднее, в ОД3, средняя оценка чувствительности климата, полученная по 15 более совершенным глобальным климатическим моделям, была несколько уменьшена — до $3,5 \pm 0,92$ °C (IPCC, 2001). Наконец, по оценкам ОД4 чувствительность равновесного климата лежит в пределах $2,1\text{—}4,4$ °C со средним значением, рассчитанным по 19 МОЦАО, примерно равным $3,2 \pm 0,72$ °C (Randall et al., 2007).

Проведенная в ГГО серия экспериментов с удвоением концентрации CO_2 в атмосфере для спектральных версий модели атмосферы ГГО T21L14, T30L14 и T42L14 с одинаковым (стандартным) набором методов параметризации физических процессов в этих моделях показала, что рассчитанная в них чувствительность равновесного климата слабо зависит от принятого пространственного разрешения модели. Более того, модель атмосферы и верхнего слоя океана ГГО имеет относительно низкую по сравнению со многими другими известными моделями чувствительность ($1,9\text{—}2,2$ °C) и находится вблизи нижнего предела значений, указанных в ранее опубликованных докладах МГЭИК.

Цель настоящей работы заключается в том, чтобы изучить зависимость чувствительности равновесного климата в модели атмосферы ГГО от методов параметризации физических процессов, выяснить, какие из них ответственны за низкую чувствительность и получить версию модели атмосферы, чувствительность которой была бы близка к наиболее вероятной.

2. Обратные связи в климатической системе

Данный краткий обзор основан на результатах многочисленных исследований, выполненных за последние годы в различных странах и обобщенных в ОД4 МГЭИК (Randall et al., 2007).

При отсутствии обратных связей, когда при повышении температуры допускается только увеличение радиационного выхолаживания, глобальная приземная температура в результате удвоения содержания CO_2 изменилась бы примерно на $1,2^\circ\text{C}$ (Vony et al., 2006). Если бы при этом дополнительно начала действовать только обратная связь, обусловленная наличием в атмосфере водяного пара, прирост температуры примерно удвоился бы. Однако с такой обратной связью тесно связана другая обратная связь, обусловленная градиентом температуры и всегда имеющая противоположный знак. Таким образом, воздействие суммарной обратной связи приводило бы к повышению температуры примерно на 50 % по отношению к начальному ее значению. Обратная связь, обусловленная альбедо земной поверхности, усиливает реакцию климата на внешнее воздействие примерно на 10 %, а облачно-радиационная связь — на 10—50 %. Вследствие нелинейности взаимодействия обратных связей общая реакция модельного климата на их воздействие не является суммой отдельных ее составляющих. Можно лишь указать, что механизм взаимодействия положительных обратных связей приводит к тому, что они усиливают друг друга.

Обратная связь, обусловленная наличием в атмосфере водяного пара. Достоверность результатов моделирования обратной связи, порождаемой водяным паром, зависит от того, насколько правильно воспроизводятся в модели физические процессы, которые определяют содержание водяного пара в верхней тропосфере. В некоторых упрощенных модельных исследованиях отмечалось, что расчет содержания водяного пара в верхней тропосфере чувствителен к описанию микрофизических процессов в облаках (Denman, et al., 2007). Однако в других работах показано, что относительная влажность может хорошо воспроизводиться путем простого учета наблюдаемого адвективного переноса влаги без учета микрофизики облаков. Испарение с растекающихся перистых облаков также не играет существенной роли в увлажнении верхней тропосферы (Soden, 2004). В некоторых исследованиях показано, что величина обратной связи, обусловленной наличием водяного

пара, не чувствительна к изменениям вертикального разрешения модели, а также к использованным в ней методам параметризации конвекции и адвективного переноса (Ingram, 2002).

Таким образом, недавние исследования повысили уверенность в достоверности существующих методов расчета обратной связи, порождаемой водяным паром, поскольку подтвердили важность учета крупномасштабных адвективных и радиационных процессов, расчет которых осуществляется с более высоким уровнем доверия по сравнению с расчетами микрофизических процессов, точность которых намного меньше.

Основные особенности среднего распределения влажности и уходящего длинноволнового излучения реалистично воспроизводятся в МОЦА. При этом ошибки определения влажности атмосферы для контрольного климата оказывают слабое непосредственное влияние на чувствительность климата, поскольку длинноволновое излучение находится примерно в логарифмической зависимости от содержания водяного пара в атмосфере; однако изменение влажности при изменении климата может играть важную роль (Held and Soden, 2000).

Использование радиационных расчетов, основанных на результатах наблюдений за влажностью, позволило в работе Foster and Collins (2004) установить хорошее соответствие параметра обратной связи с результатами расчетов по ансамблю моделей ($0,9—2,5 \text{ Вт м}^{-2} (\text{°C})^{-1}$), которые находятся в диапазоне модельных оценок при воздействии парниковых газов. Установлено, что в стратосфере реакция водяного пара (в моделях) чувствительна к распределению радиационного воздействия. Воздействие в нижней стратосфере, вызывает положительную обратную связь, способствуя тем самым росту содержания водяного пара в стратосфере. Однако при более однородном воздействии CO_2 вклад стратосферного водяного пара в чувствительность модели оказывается слабой (Colman, 2001; Stuber et al., 2001, 2005). Данные наблюдений указывают на рост содержания водяного пара в стратосфере, однако в настоящее время неясно, связано ли это с обратной связью, обусловленной наличием водяного пара.

Со времени публикации ОДЗ МГЭИК достигнут определенный прогресс в понимании взаимодействия обратных связей, обусловленных наличием водяного пара и вертикальным градиентом температуры. На основании данных наблюдений и результатов модельных расчетов показано, что относительная влажность остается при потеплении

практически неизменной. Возросла уверенность в том, что модели реалистично воспроизводят основные особенности реакции влажности и температуры при различных воздействиях на климат. Данные наблюдений также показывают, что обратные связи, обусловленные наличием водяного пара и градиентом температуры, действуют примерно так же, как и полученные по модельным расчетам.

Облачно-радиационная обратная связь. Разброс оценок чувствительности климата, полученных по существующим моделям, связан преимущественно с межмодельными различиями в определении облачно-радиационных обратных связей. Облачно-радиационная обратная связь является основным источником неопределенностей при оценках чувствительности климата.

Расчеты равновесного климата с удвоенной концентрацией CO_2 , а также расчеты неравновесного климата с помощью МОЦАО показывают, что диапазон облачно-радиационных обратных связей достаточно широк: примерно в половине случаев при потеплении климата отмечается отрицательная связь и в половине — положительная (Soden and Held, 2006; Webb et al., 2006). В ряде исследований также показано, что знак облачно-радиационной обратной связи может быть не связан со знаком облачно-радиационного воздействия, а обусловлен изменениями радиации при ясном небе (например, изменениями содержания водяного пара, температуры и альбедо поверхности Земли).

Анализ результатов расчетов по МОЦАО, а также МОЦА с верхним слоем океана показывает, что межмодельные различия в облачно-радиационной обратной связи в основном связаны с солнечным компонентом обратной связи и реакцией на глобальное потепление облаков глубокой конвекции, а также облаков нижнего яруса, расчет которых в разных моделях существенно различен. Наиболее значительные различия в расчетах облачно-радиационной обратной связи в разных МОЦА касаются изменений подынверсионных облаков в пограничном слое (Bony and Dufresne, 2005; Webb et al., 2006). При этом следует иметь в виду, что указанные различия обусловлены тем, что области с облаками нижнего яруса имеют достаточно большую протяженность на земном шаре. Разброс модельной облачно-радиационной обратной связи значителен на всех широтах и, по-видимому, наиболее велик в тропиках. Различия в описании облаков смешанной фазы и в определении смещения траекторий циклонов в разных моделях также вызывают межмодельные

различия в изменении облачно-радиационного воздействия при потеплении климата, особенно в средних широтах (Tsushima et al., 2006).

Несмотря на достигнутые успехи в понимании физических процессов, определяющих реакцию облачности на изменения климата, невозможно установить, какие величины облачно-радиационной обратной связи являются наиболее достоверными в современных моделях. Для этого требуется провести специальный анализ данных наблюдений и модельных расчетов.

Криосферные обратные связи. Наиболее отчетливо выраженной реакцией модельного климата на рост концентрации CO_2 в атмосфере является сокращение площади снежного покрова и морского льда и повышение температуры в нижней тропосфере в высоких широтах. Вместе с тем реакция климата высоких широт на увеличение содержания парниковых газов чрезвычайно сильно различается в разных моделях; не отмечается существенного уменьшения такого рода разброса и в новом поколении моделей CMIP3. Наиболее важная обратная связь относится к увеличению поглощения солнечной радиации подстилающей поверхностью при потеплении климата в результате сокращения площади снежного покрова и морского льда, имеющих большое альbedo. Установлено, что именно различия в описании процессов на подстилающей поверхности в разных моделях являются основным источником расхождений в определении обратной связи, обусловленной альbedo.

Изучение обратной связи, определяемой морским льдом, затрудняется разнообразием процессов взаимодействия между атмосферой и океаном в высоких широтах. Несмотря на большие успехи, достигнутые в последнее время в развитии методов параметризации морского льда в МОЦАО, особенно благодаря учету более сложных динамических процессов, связанных с морским льдом, по-прежнему остаются трудности в получении более достоверных оценок криосферных обратных связей вследствие отсутствия качественных наблюдений за толщиной морского льда и другими характеристиками.

3. Чувствительность равновесного климата в глобальной модели атмосферы и верхнего слоя океана ГГО

Для того чтобы оценить чувствительность моделей атмосферы ГГО к глобальному радиационному воздействию, были выполнены серии расчетов равновесного климата при удвоении концентрации CO_2 с

моделями атмосферы и верхнего слоя океана. В данном исследовании использовались глобальные модели атмосферы ГГО разного спектрального разрешения (шаг сетки, число уровней): T21L14 (550 км, 14 уровней), T30L14 (350 км, 14 уровней), T30L25 (350 км, 25 уровней), T42L14 и T42L25 (250 км, 14 и 25 уровней). При интегрировании уравнений модели на несколько десятков лет необходимо, чтобы модель атмосферы была энергетически согласована, с тем чтобы глобальный радиационный баланс на верхней границе атмосферы был близок к нулю. Однако у большинства моделей атмосферы, принимавших участие в международной программе AMIP-II, отмечался глобальный радиационный разбаланс, достигавший 5—10 Вт/м², что существенно превышает дополнительное радиационное воздействие, вызванное влиянием роста содержания парниковых газов в атмосфере и составляющее примерно 4 Вт/м², т. е. меньше, чем разбаланс, получаемый во многих атмосферных моделях. Согласно результатам спутниковых наблюдений средний за год баланс солнечной радиации на верхней границе составляет 237 ± 5 Вт/м², а глобальное уходящее излучение равно такому же значению с обратным знаком. Поэтому все версии моделей атмосферы ГГО предварительно согласовывались на выполнение условия баланса с точностью до ± 1 Вт/м² путем интегрирования уравнений моделей на большие сроки при заданных климатической температуре океана и протяженности морского льда.

В многочисленных исследованиях отмечалось, что наибольший вклад в чувствительность климата при внешнем радиационном воздействии вносят процессы, связанные с облачно-радиационным взаимодействием (Denman et al., 2007). В этой связи была проведена большая серия расчетов, в которых изучалась зависимость чувствительности климата от выбора различных параметров облачно-радиационного взаимодействия в модели ГГО.

При проведении эксперимента для выбранного значения параметра облачно-радиационного взаимодействия расчеты выполнялись в следующей последовательности. Сначала проводилось интегрирование уравнений модели атмосферы с заданной (климатической) температурой поверхности океана сроком на 10 лет. Затем рассчитывались осредненные за 10 лет среднемесячные потоки тепла на границе раздела океан—атмосфера. Эти потоки использовались в дальнейшем как корректирующие в совместной модели атмосферы и верхнего слоя океана при расчетах эволюции теплосодержания океана и морского льда.

Далее проводились два эксперимента с интегрированием уравнений модели атмосферы и верхнего слоя океана на срок 40 лет каждый с контрольной (350 млн^{-1}) и удвоенной (700 млн^{-1}) концентрацией CO_2 в атмосфере. Анализ результатов выполнялся для последних 20 лет счета, когда в модельной атмосфере устанавливался равновесный режим.

Всего было проведено около 40 пар экспериментов для различных значений параметров, определявших те или иные факторы облачно-радиационной связи: учет или исключение наковален в облаках глубокой конвекции; различные способы учета слоистых облаков нижнего яруса; вариации параметров вовлечения в конвективном облаке; изменения высоты и критериев относительной влажности, допускающие образование облаков нижнего, среднего и верхнего ярусов; характерные значения толщины водяных и ледяных облаков и др.

Поскольку реализация такого числа экспериментов потребовала больших вычислительных ресурсов (для каждой пары экспериментов счет проводился в общей сложности на 90 лет), преимущественно использовалась спектральная версия модели атмосферы T21L14 с учетом верхнего слоя океана. Несколько расчетов было также выполнено с версиями модели атмосферы более высокого пространственного разрешения T30L14 и T42L25, в которых использовались аналогичные методы параметризации основных физических процессов.

На рис. 1 показана зависимость между рассчитанными по моделям изменениями полного облачно-радиационного воздействия равновесного климата при удвоении содержания CO_2 в атмосфере и соответствующими изменениями глобальной температуры (Мелешко и др., 1999). Согласно этим расчетам средняя чувствительность равновесного климата, полученная в этих экспериментах, составляет $2,3 \pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$. Важно отметить, что при всех рассмотренных параметризациях облачности и ее оптических свойств изменения облачно-радиационного воздействия оказываются отрицательными. Приведенная на рисунке линия регрессии показывает, что только при потеплении, превышающим $3,0 \text{ }^\circ\text{C}$, изменения облачно-радиационного воздействия переходят нулевую границу и становятся положительными.

На рис. 2 показана зависимость между изменениями глобальной температуры и полного влагосодержания атмосферы, рассчитанными в экспериментах с удвоением содержания CO_2 в атмосфере. Здесь, как и на рис. 1, показаны линии регрессии для экспериментов, в которых ис-

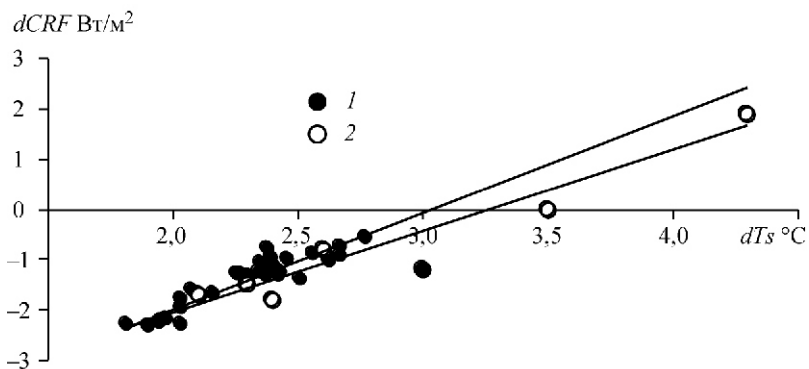


Рис. 1. Зависимость между изменениями глобальной температуры приземного воздуха dTs и облачно-радиационного воздействия на верхней границе атмосферы $dCRF$ при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере.

1 — эксперименты с использованием схемы конвекции Тидтке, 2 — эксперименты с применением схем Куо и Аракавы—Шуберта.

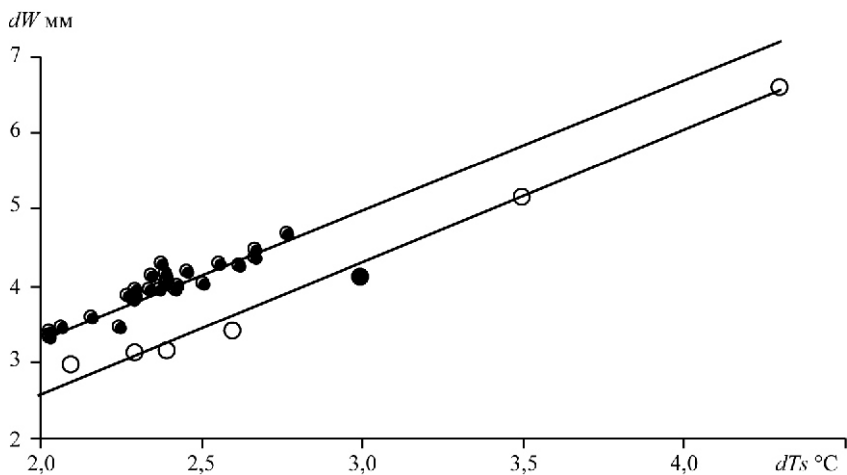


Рис. 2. Зависимость между изменениями глобальной температуры приземного воздуха dTs и влагосодержания атмосферы dW при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере.

Усл. обозначения см. на рис. 1.

пользовались схема конвекции Тидтке и отдельно схемы Куо и Аракавы—Шуберта (Мелешко и др., 1999). Из рисунка следует, что наклон линий регрессии не зависит от принятой схемы конвекции, однако линейный рост влагосодержания атмосферы в расчетах со схемой конвекции Тидтке начинается несколько раньше — с началом повышения глобальной температуры.

В экспериментах с моделями ГГО доля конвективных осадков в суммарных осадках оказалась заметно меньшей по сравнению с расчетами по другим моделям, имеющим более высокую чувствительность. Причины здесь могут быть разные, но следует отметить то обстоятельство, что в моделях ГГО получается несколько большая устойчивость тропической атмосферы над акваторией океанов, где конвекция наиболее активна. Поэтому рассчитанные конвективные процессы в указанных областях оказались менее интенсивными и не обеспечивали достаточного переноса водяного пара в верхнюю тропосферу в тропиках. Несомненно, что причиной указанного отличия модели ГГО стали и другие физические процессы, способствовавшие формированию более устойчивой атмосферы в тропиках. Что касается облачно-радиационной обратной связи, то она оказалась во всех вариантах расчетов отрицательной в основном за счет соответствующего изменения длинноволнового облачно-радиационного воздействия. При этом заметной зависимости чувствительности моделей от принятого пространственного разрешения отмечено не было. Эти и другие расчеты показали также, что в современных моделях климата не обнаруживается тесной связи между чувствительностью климата к радиационному воздействию и качеством расчета современного климата с помощью этих моделей.

В результате дальнейшего анализа было установлено, что на рассчитанную чувствительность равновесного климата заметное влияние оказывает используемый метод расчета подынверсионной облачности над акваторией океанов, в основе которого лежит эмпирическая зависимость количества облачности от вертикального градиента температуры и относительной влажности в пограничном слое. Были также скорректированы метод расчета массы ледяного покрова в полярной области и условие, допускающее минимальную относительную влажность в атмосфере. Расчет равновесного климата по модели T42L25 с учетом указанных изменений в схемах параметризации физических процессов позволил получить изменение глобальной температуры при-

земного воздуха при удвоении концентрации CO_2 в атмосфере, равно $3,0\text{ }^\circ\text{C}$, т. е. повысить чувствительность модели ГГО до $3\text{ }^\circ\text{C}$.

4. Радиационное ослабление годового хода температуры приземного воздуха и чувствительность глобального климата

Помимо радиационного воздействия парниковых газов на глобальный климат и соответственно на глобальную температуру воздуха у поверхности Земли, на годовые изменения этой температуры оказывают влияние также изменения уходящего длинноволнового излучения и отраженной солнечной радиации на верхней границе атмосферы. В работе Tsushima and Manabe (2001) предложен метод оценки обратных связей, которые могут вызывать радиационное ослабление внутригодовых вариаций средней глобальной температуры приземного воздуха. Хотя такие вариации температуры (и связанные с ними обратные связи) существенно отличаются от тех, которые вызваны обратными связями, действующими при глобальном потеплении, предложенный анализ представляется чрезвычайно полезным для выявления систематических ошибок в моделях, которые могут проявляться и при расчете изменений температуры приземного воздуха в результате роста концентрации CO_2 в атмосфере. Более того, по мнению авторов этого метода, обратные связи, рассчитанные для обоих видов воздействий, должны положительно коррелировать между собой, поскольку физические механизмы, определяющие основные процессы с обратными связями, аналогичны. Таким образом, полученные из наблюдений значения параметров обратных связей при наблюдаемом годовом изменении температуры можно сравнить с аналогичными параметрами, рассчитанными по моделям, и оценить их погрешности.

При отсутствии обратных связей уходящее излучение на верхней границе атмосферы примерно соответствует закону четвертой степени от средней планетарной температуры излучения Земли (закон Стефана—Больцмана). Однако в реальной атмосфере, как отмечалось в п. 2 настоящей работы, это излучение заметно отличается от излучения абсолютно черного тела вследствие влияния различных обратных связей, вызванных, например, наличием водяного пара и облачности. Кроме того, на отраженную солнечную радиацию оказывают влияние морской лед и снег, вызывая изменения радиационного потока и соответственно внутригодовые изменения температуры.

Известно, что внутригодовые изменения глобальной температуры приземного воздуха обусловлены в основном различиями в термической инерции между Северным и Южным полушарием и в существенно меньшей степени малыми годовыми вариациями глобально осредненной солнечной радиации, приходящей на верхнюю границу атмосферы. Поскольку сезонные изменения температуры над континентами намного больше, чем над океанами, внутригодовые изменения глобальной температуры определяются преимущественно влиянием континентов. Годовая амплитуда глобальной температуры составляет $3,3^\circ\text{C}$, и этот диапазон сравним с величиной ее изменений при расчетах равновесного климата с удвоенной концентрацией CO_2 в атмосфере. Для того чтобы исключить влияние внутренней естественной изменчивости климатической системы на изменения температуры и радиационные потоки, параметры обратных связей рассматриваются в целом для всего земного шара.

Чувствительность климата можно характеризовать параметром обратной связи (Dickinson, 1981), который определяется как скорость радиационного затухания годовой амплитуды глобальной температуры приземного воздуха за счет радиационного воздействия на верхней границе атмосферы:

$$d \bar{L} / [S_r]^A / dT_S. \quad (1)$$

Здесь L и $[S_r]^A$ — поток уходящего излучения и среднегодовой нормированный поток отраженной солнечной радиации S_r на верхней границе атмосферы (о его нормировке говорится ниже), T_S — глобальная температура воздуха у поверхности Земли, $(\bar{\quad})$ — оператор глобального осреднения.

В результате равновесное изменение глобальной температуры под влиянием радиационного воздействия можно представить как отношение изменения указанного радиационного воздействия к параметру обратной связи. Чем сильнее радиационное затухание, определяемое параметром обратной связи, тем меньше равновесное изменение температуры, вызванное заданным радиационным воздействием.

Подробное изложение алгоритма расчета характеристик обратной связи приводится в работах Tsushima et al. (2005), Tsushima and Manabe

(2001). Ниже дается краткое описание этого метода и приводятся лишь отдельные соотношения, необходимые для его общего понимания и анализа результатов.

Параметр обратной связи связан с коэффициентом усиления f , который характеризует влияние обратной связи на радиационное ослабление годовой амплитуды глобальной температуры поверхности Земли (Hansen, 1984):

$$\Delta T_S = f \Delta T_S^0. \quad (2)$$

Здесь $\Delta T_S^0 = 4 T_S^3$ — изменение абсолютно черного излучения Земли при годовом изменении температуры в случае отсутствия обратных связей в глобальной атмосфере, ϵ — коэффициент излучения Земли; σ — постоянная Стефана—Больцмана.

Если коэффициент усиления f положителен, то обратная связь увеличивает чувствительность климата, и, наоборот, если коэффициент усиления отрицателен, то она уменьшает чувствительность климата. Коэффициент усиления можно разделить на длинноволновую f_L и солнечную f_S компоненты, которые выражаются через годовые изменения соответствующих радиационных потоков и глобальной температуры:

$$f_L = (\Delta L^{FB} / \Delta T_S), \quad (3)$$

$$f_S = (\Delta [S_r] / \Delta T_S). \quad (4)$$

Здесь $L^{FB} = \epsilon \sigma T_S^4$ — поток длинноволновой радиации на верхней границе атмосферы, обусловленный влиянием обратных связей; L — поток уходящей длинноволновой радиации на верхней границе атмосферы.

В рамках данного метода можно также получить вклады отдельных обратных связей путем выделения коэффициентов усиления для отдельных компонентов:

$$f = f_{LR} + f_{WV} + f_a + f_C, \quad (5)$$

где f_{LR} , f_{WV} , f_a и f_C — вклад обратных связей, обусловленных градиентом температуры, водяным паром, альбедо и облачностью соответственно. Длинноволновый и солнечный компоненты коэффициента

усиления за счет облачности могут быть представлены с помощью производных от длинноволнового и солнечного облачного воздействия по средней глобальной температуре (Charlock and Ramanathan, 1985; Tsushima and Manabe, 2001).

Для оценки возможности с помощью моделей описывать обратные связи, связанные с вариациями годового хода температуры приземного воздуха, в данной работе были проведены расчеты коэффициентов усиления по 13 МОЦАО СМIP3, принимавшим участие в программе моделирования климата XX и XXI веков в рамках подготовки ОД4 Межправительственной группы экспертов по изменению климата (табл. 1). Полученные данные сравнивались с результатами аналогичных расчетов, проведенных с использованием данных наблюдений, в качестве которых рассматривались среднемесячные глобальные поля потоков солнечной и длинноволновой радиации на верхней границе атмосферы (данные ERBE) за период с февраля 1985 г. по февраль 1988 г. (Barkstrom, 1984, Forster et al., 2006). В качестве приземной температуры воздуха рассматривались месячные глобальные поля реанализа ERA-40 за период 1980—1999 гг.

На основе глобальных полей месячных значений солнечной и длинноволновой радиации, полученных по данным наблюдений и модельных расчетов, а также глобальных полей температуры приземного воздуха были рассчитаны коэффициенты усиления для каждой из перечисленных 13 МОЦАО, причем расчеты велись в следующей последовательности.

1. Поскольку внутригодовые изменения отраженной солнечной радиации на верхней границе атмосферы зависят не только от состояния атмосферы и поверхности Земли, но также от изменений потока приходящей солнечной радиации в течение года, то для исключения влияния последнего фактора на отраженную радиацию проводится нормировка потока отраженной радиации по формуле (Cess et al., 1997)

$$[Sr]A \left((S_i)^A / S_i \right) S_r,$$

где S_r — поток отраженной солнечной радиации на верхней границе атмосферы, $[]^A$ и $()^A$ означают годовое нормированное и годовое осредненное значения соответственно, S_i — приходящий поток солнечной радиации за конкретный месяц.

Таблица 1

Краткая характеристика моделей общей циркуляции атмосферы и океана СМIP3, использованных в расчетах: принадлежность, пространственное разрешение, принятое для атмосферы и океана, и метод параметризации морского льда (Randall et al., 2007).

№ п/п	Модель, страна	Модели атмосферы	Модели океана
1	CCSM3, США	T85L26	0,3-1° 1°L40
2	CGCM3,1(T47), Канада	T47L31	1,9° 1,9°L29
3	CNRM-CM3, Франция	T63L45	0,5-2° 2°L31
4	CSIRO-Mk3,0, Австралия	T63L18	0,8° 1,9°L31
5	ECHAM5/MPI, Германия	T63L31	1,5° 1,5°L40
6	GFDL-CM2,0, США	2,0° 2,5°L24	0,3-1,0° 1,0°L20
7	GFDL-CM2,1, США	2,0° 2,5°L24	0,3-1,0° 1,0°L20
8	INM-CM3,0, Россия	4° 5°L21	2° 2,5°L33
9	IPSL-CM4, Франция	2,5° 3,75°L19	1-2° 2°L31
10	MIROC3,2 (med), Япония	T42L20	0,5-1,4° 1,4°L44
11	PCM, США	T42L26	0,5-0,7° 1,1°L40
12	UKMO-HadCM3, Англия	2,5° 3,8°L19	1,5° 1,5°L20
13	UKMO-HadGEM1, Англия	1,3° 1,9°L38	0,3-1,0° 1,0°L40

Примечание. Во втором и третьем столбцах таблицы указано пространственное разрешение атмосферного и океанского блоков. Горизонтальное разрешение дается в виде градусов широты и долготы или числа узлов вдоль круга широты или по долготе между полюсами. Вертикальное разрешение представлено числом уровней L. Детальные описания моделей, включая методы параметризации физических процессов, приводятся на интернет-сайте:
http://www-pcmdi.llnl.gov/ipcc/model_documentation/ipcc_model_documentation.php.

1. Поскольку внутригодовые изменения отраженной солнечной радиации на верхней границе атмосферы зависят не только от состояния атмосферы и поверхности Земли, но также от изменений потока приходящей солнечной радиации в течение года, то для исключения влияния последнего фактора на отраженную радиацию проводится нормировка потока отраженной радиации по формуле (Cess et al., 1997)

$$[Sr]A \left((S_i)^A / S_i \right) S_r,$$

где S_r — поток отраженной солнечной радиации на верхней границе атмосферы, $[\]^A$ и $()^A$ означают годовое нормированное и годовое осредненное значения соответственно, S_i — приходящий поток солнечной радиации за конкретный месяц.

2. Коэффициент излучения в целом для Земли как планеты рассчитывается в предположении, что между средними за год значениями излучения на верхней границе атмосферы $(L)^A$ и глобальной температуры $(T)^A$ должно выполняться следующее соотношение (излучение абсолютно черного тела):

$$(\bar{L})^A = \bar{T}_S^4 \quad A.$$

3. Средние месячные значения глобального уходящего длинноволнового излучения L^{FB} , обусловленного влиянием обратных связей, действующих в атмосфере, определяются из соотношения

$$L^{FB} = \bar{L} = \bar{T}_S^4.$$

4. С использованием месячных значений потоков отраженной солнечной $[S_r]$ и длинноволновой L^{FB} радиации и температуры T_S на основании регрессионных соотношений рассчитываются производные $d[S_r]/dT_S$ и dL^{FB}/dT_S .

5. По формулам (3) и (4) рассчитываются коэффициенты усиления для облачной атмосферы, которые характеризуют влияние суммарных обратных связей на годовой ход температуры. Если при расчетах коэффициентов использовать значения потоков отраженной солнечной радиации и уходящего излучения для условий ясного неба, то полученные коэффициенты будут характеризовать влияние только обратной связи, обусловленной водяным паром, на изменения годового хода температуры.

По данным спутниковых наблюдений за потоками солнечной и длинноволновой радиации (данные ERBE), а также с использованием глобальных полей температуры приземного воздуха, взятых из реанализа NCEP, в работе Tsushima et al. (2005) были рассчитаны коэффициенты усиления и их стандартные отклонения для солнечной и длинноволновой радиации.

волновой радиации. Анализ данных наблюдений показал, что с повышением глобальной температуры воздуха у поверхности Земли длинноволновое излучение на верхней границе атмосферы возрастает на $(2,1 \pm 0,17) \text{ Вт м}^{-2} \text{ К}^{-1}$, что составляет лишь немногим менее двух третей от соответствующих изменений уходящего излучения Земли при отсутствии влияния атмосферы. Рассчитанный по этим данным коэффициент усиления длинноволновой радиации f_L составил $0,38 \pm 0,05$. Это означает, что в реальной атмосфере уходящее длинноволновое излучение уменьшает годовую аномалию температуры на 62 % по сравнению с ее возможным ослаблением при излучении Земли как абсолютно черного тела при отсутствии обратных связей.

Отраженная солнечная радиация с повышением глобальной температуры уменьшается при линейной регрессии, равной по данным наблюдений $-1,07 \pm 0,07 \text{ Вт м}^{-2} \text{ К}^{-1}$. Эта связь действует таким образом, что способствует увеличению глобальных колебаний средней годовой температуры и тем самым вызывает положительную обратную связь, аналогичную обратной связи, вызванной альбедо снежного покрова и морского льда. Параметр усиления солнечной радиации f_S равен $0,32 \pm 0,02$. В итоге суммарный коэффициент усиления для условий облачной атмосферы оказывается равным 0,7. Это означает, что ослабление годовой аномалии глобальной температуры приземного воздуха в результате совместного воздействия солнечной и длинноволновой радиации составляет лишь 30 % по отношению к ослаблению аномалии, которое могло бы иметь место, если бы планета Земля излучала как абсолютно черное тело.

Анализ коэффициентов усиления обратных связей проводился также для двух серий модельных расчетов. Первая серия включала расчеты, выполненные с помощью 13 МОЦАО СМIP3 при подготовке ОД4 МГЭИК и содержавшие полный набор данных, необходимых для анализа. Вторую серию составляли расчеты по модели атмосферы и верхнего слоя океана ГГО, в которой использовались разные методы параметризации процессов облачно-радиационного взаимодействия.

На рис. 3 представлены значения коэффициентов усиления обратных связей для суммарного, солнечного и длинноволнового излучения, рассчитанные в моделях СМIP3 и полученные по данным ERBE. Из рисунка следует, что при среднем по ансамблю моделей значении коэффициента усиления для суммарной радиации, равном 0,70 (0,14 и 0,56

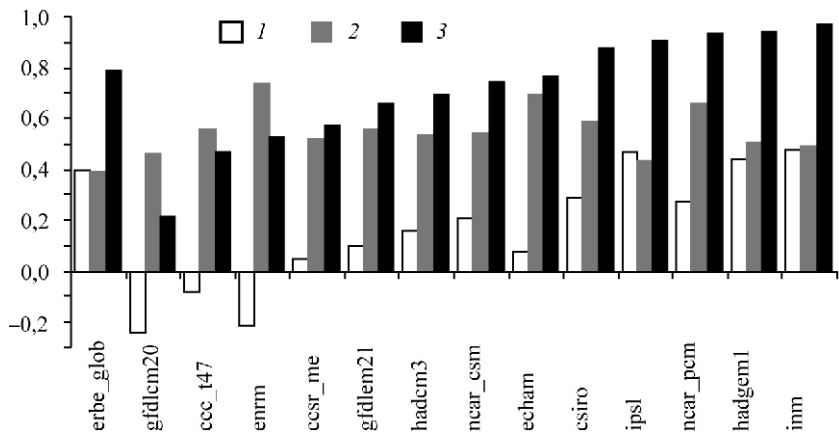


Рис.3.. Коэффициенты усиления обратной связи при годовом изменении глобальной температуры в облачной атмосфере для солнечной (1), длинноволновой (2) и суммарной (3) радиации, полученные по данным ERBE и рассчитанные по МОЦАО СМIP3.

Все модели ранжированы в порядке увеличения суммарного коэффициента усиления.

для солнечной и длинноволновой радиации соответственно), его межмодельный разброс достаточно велик и заключен в пределах от 0,24 до 0,97. Такой большой разброс значений коэффициента усиления вызван, в первую очередь, значительными вариациями значений коэффициента усиления для отраженной солнечной радиации — от $-0,23$ до $0,46$. В то же время коэффициенты усиления для длинноволновой радиации изменяются в пределах от $0,45$ до $0,75$. Это означает, что, хотя суммарное ослабление годовых вариаций средней глобальной температуры за счет солнечной и длинноволновой радиации такое же, как по данным наблюдений, влияние первой в моделях оказывается существенно заниженным, а влияние второй — наоборот, завышенным.

Расчеты коэффициентов усиления выполнялись также для условий безоблачной атмосферы. Это позволяет оценить совместное влияние обратной связи, обусловленной наличием водяного пара и градиентом температуры, на изменения годового хода глобальной температуры приземного воздуха (см. п. 2). По данным ERBE при безоблачных условиях суммарный коэффициент усиления получился существенно меньшим, чем при облачных условиях, и составил $0,27$ ($0,44$ для длин-

новолновой и $-0,16$ для отраженной радиации). Межмодельный разброс коэффициентов усиления оказался также заметно меньшим как для длинноволновой (от $0,44$ до $0,52$), так и для отраженной солнечной (от $-0,12$ до $0,41$) радиации, хотя для солнечной радиации он продолжает оставаться значительным.

В табл. 2 приведены коэффициенты корреляции между потоками радиации на верхней границе атмосферы при облачных условиях, полученными по МОЦАО и по данным наблюдений ERBE, и соответствующие средние квадратические ошибки. Низкие коэффициенты корреляции, характерные для потоков отраженной солнечной радиации, показывают, что многие модели недостаточно реалистично описывают сезонный ход радиации. Большие значения среднеквадратических погрешностей при высоких значениях коэффициентов корреляции, как правило, присущи таким моделям, которые имеют большие систематические ошибки в описании сезонного года.

Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы. Как отмечалось ранее, идея данного метода основана на оценках различий амплитуды сезонных изменений температуры и альбедо подстилающей поверхности между Северным (преимущественно континентальным) и Южным (преимущественно океанским) полушарием. Все модели показывают большие значения параметра усиления длинноволновой радиации, и это свидетельствует о занижении амплитуды годовой аномалии температуры. Причиной этого может быть завышенное влагосодержание тропосферы над континентами по сравнению с данными наблюдений. Другими словами, если тропосфера на континентах содержит больше водяного пара, чем показывают наблюдения, то она оказывается менее прозрачной для длинноволновой радиации, поступающей на границу атмосферы от поверхности Земли. Это означает, что годовые вариации излучения с поверхности континентов ослабляются тропосферой и возрастает доля излучения тропосферы, годовые вариации температуры которой существенно меньше.

Большой разброс оценок коэффициентов усиления для отраженной солнечной радиации по сравнению с коэффициентами для длинноволновой радиации можно объяснить, по крайней мере, двумя причинами. Во-первых, хорошо известно, что спутниковые данные ERBE содержат большие погрешности в определении потоков отраженной солнечной радиации севернее и южнее широты 55° , где сезонные вари-

Таблица 2

Коэффициенты корреляции (КОР) между значениями годовых аномалий глобального уходящего длинноволнового излучения (RLUT) и отраженной солнечной радиации (RSUT) на верхней границе атмосферы при облачных условиях, полученными по МОЦАО и по данным наблюдений ERBE, и соответствующие средние квадратические ошибки (СКВО, Вт/м²)

№ п/п	МОЦАО	RLUT		RSUT	
		КОР	СКВО	КОР	СКВО
1	CCSM3	0,96	4,8	0,54	3,5
2	CGCM3,1(T47)	0,96	2,4	0,20	2,5
3	CNRM-CM3	0,91	6,7	-0,42	7,1
4	CSIRO-Mk3,0	0,96	5,6	0,79	4,2
5	ECHAM5/MPI	0,97	6,6	0,33	6,0
6	GFDL-CM2,0	0,97	5,4	-0,07	4,7
7	GFDL-CM2,1	0,98	2,8	0,48	1,2
8	INM-CM3,0	0,97	6,0	0,74	2,7
9	IPSL-CM4	0,95	3,1	0,80	2,6
10	MIROC3,2 (med)	0,96	6,1	0,42	4,9
11	PCM, США	0,78	2,5	0,48	3,1
12	UKMO-HadCM3	0,98	2,4	0,70	2,1
13	UKMO-HadGEM1	0,97	3,1	0,72	3,7

ации альbedo на поверхности Земли наиболее значительны. Во-вторых, велик межмодельный разброс в расчетах сезонных вариаций площади морского льда и снежного покрова на континентах.

Отмечаются также значительные различия в годовом ходе глобального потока отраженной солнечной радиации в облачной атмосфере, рассчитанном по разным моделям, а некоторые из моделей дают отрицательные значения коэффициента усиления. Для простоты анализа рассмотрим случай безоблачной атмосферы. В рассматриваемом методе неявно заложено предположение о том, что уменьшение альbedo континентов Северного полушария связано с повышением годовой температуры, и в этом случае обеспечивается положительность обратной связи, обусловленной альbedo подстилающей поверхности. Одна-

ко при этом не учитываются сезонные вариации площади морского льда в Южном полушарии, которые находятся в противофазе с годовыми вариациями температуры в Северном полушарии. Когда влияние годовых колебаний площади морского льда (альbedo) на отраженную солнечную радиацию в Южном полушарии оказывается в модели более значительным, чем влияние изменения площади снежного покрова (альbedo) в Северном полушарии, коэффициент усиления для отраженной радиации будет всегда отрицательным. В этом случае рассчитанная обратная связь, обусловленная альbedo поверхности Земли, не имеет физического смысла.

С помощью рассмотренного метода были также рассчитаны коэффициенты усиления для разных версий модели атмосферы ГГО, имеющих разные значения чувствительности равновесного климата к удвоению концентрации CO_2 в атмосфере. Анализ показал, что величина суммарного параметра усиления не связана с чувствительностью равновесного климата. Во всех версиях модели ГГО коэффициент усиления для длинноволновой радиации всегда был достаточно высоким (0,61—0,66) по сравнению со значением, полученным из наблюдений. Причина его завышения рассматривалась ранее.

Коэффициент усиления для отраженной радиации во всех версиях модели был всегда положительным и изменялся в интервале 0,2—0,4. Его связь с чувствительностью равновесного климата также не была установлена.

Отсутствие зависимости между чувствительностью равновесного климата при радиационном воздействии и параметром обратной связи годовых изменений глобальной температуры приземного воздуха свидетельствует о том, что механизмы, определяющие обратные связи для этих двух типов радиационного воздействия, совершенно разные. Вместе с тем анализ годовых вариаций температуры и ее связи с изменениями длинноволнового излучения и отраженной солнечной радиации дает еще одну возможность тестирования современных моделей климата.

5. Заключение

Одной из важных характеристик современных климатических моделей является определяемая с их помощью чувствительность климата к внешним радиационным воздействиям. Основными методами опре-

деления этой характеристики служат либо оценка чувствительности равновесного климата при удвоении содержания CO_2 в атмосфере преимущественно по расчетам с моделью атмосферы и верхнего слоя океана, либо оценка с помощью объединенных моделей общей циркуляции атмосферы и океана МОЦАО того, насколько изменится средняя глобальная температура приземного воздуха при непрерывном росте содержания парниковых газов в атмосфере.

Известно, что чувствительность климата в значительной степени определяется действующими в атмосфере обратными связями, к числу которых относятся, в первую очередь, облачно-радиационная обратная связь, обратная связь, обусловленная наличием в атмосфере водяного пара, и криосферная обратная связь, во многом определяемая изменениями альbedo подстилающей поверхности за счет изменения протяженности снежного покрова и морских льдов.

Для исследования зависимости чувствительности климата от выбора различных параметров облачно-радиационного взаимодействия в глобальной модели ГГО атмосферы и верхнего слоя океана выполнена большая серия численных экспериментов с моделями ГГО разного разрешения. Проведено около 40 пар численных экспериментов на срок 40 лет каждый для различных значений параметров, определявших те или иные факторы облачно-радиационной связи: учет или исключение наковален в облаках глубокой конвекции; различные способы учета слоистых облаков нижнего яруса; вариации параметров вовлечения в конвективном облаке; изменения высоты и критериев относительной влажности, допускающие образование облаков нижнего, среднего и верхнего ярусов; характерные значения толщины водяных и ледяных облаков и др. На основе выполненного анализа внесены изменения в ряд схем параметризации, применяемых в модели, в результате чего удалось повысить равновесную чувствительность модели ГГО до 3°C .

Исследовано влияние изменений составляющих радиационного баланса на верхней границе атмосферы на внутригодовые вариации глобальной температуры воздуха у поверхности Земли. Для этого использован предложенный в работе Цусимы и Манабе метод оценки обратных связей, приводящих к ослаблению годовых изменений приземной температуры воздуха. В основе метода лежит расчет так называемых коэффициентов усиления, характеризующих влияние обратных связей на амплитуду годового хода температуры воздуха у поверхности Земли.

Расчеты коэффициентов усиления выполнены для 13 МОЦАО, использованных при подготовке ОД4 МГЭИК, а также для разных версий модели атмосферы ГГО. Полученные результаты сравнивались с коэффициентами усиления, рассчитанными по спутниковым данным ERBE за период с февраля 1985 г. по февраль 1988 г. Расчеты выполнялись как для облачной атмосферы, так и для безоблачных условий.

Показано, что разброс значений суммарного коэффициента усиления (для солнечной и длинноволновой радиации), полученных в разных моделях, весьма велик, хотя в среднем по ансамблю из 13 МОЦА суммарный коэффициент усиления близок к рассчитанному по данным ERBE. Указанный разброс вызван в основном различиями в коэффициентах усиления для солнечной радиации. Во многих моделях недостаточно хорошо описывается сезонный ход отраженной солнечной радиации.

Анализ коэффициентов усиления для разных версий модели атмосферы ГГО показал, что величина суммарного коэффициента усиления, рассчитанного по этим моделям, не связана с чувствительностью климата.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мелешко В. П., Катцов В.М., Спорышев П. В., Вавулин С. В., Горюкова В.А., 1999. Чувствительность климатической модели ГГО к изменению концентрации CO₂ в атмосфере. — *В сб.: Современные исследования Главной геофизической обсерватории им А.И. Воейкова (к 150-летию со дня основания)*, т. 1. — СПб.: Гидрометеоздат, № 2, с. 22—45.
2. Barkstrom B. R., 1984. The earth radiation budget experiment (ERBE). — *Bull. AM. Meteor. Soc.*, **65**, 1170—2285.
3. Bony, S., and J.-L. Dufresne, 2005. Marine boundary layer clouds in the heart of tropical cloud feedback uncertainties in climate models. — *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L20,806,doi:10.1029/2005GL023,851.
4. Bony, S. et al., 2006. How well do we understand and evaluate climate change feedback processes? — *J.Clim.*, **19**, 3445—3482.
5. Cess R. D. et al., 1997. Comparison of the seasonal change in cloud radiative forcing from atmospheric general circulation model and satellite observation. — *J. Geophys. Res.*, **102**, 16 593—16 603.
6. Charlock, T. P., and V. Ramanathan, 1985. The albedo field and the cloud radiative forcing produced by a general circulation mode; with internally generated cloud optics. — *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1408—1429.
7. Colman, R., 2001. On the vertical extent of atmospheric feedbacks. — *Climate Dyn.*, **17**, 391—405.

8. Denman, K. L., G. Brasseur, A. Chidthaisong, P. Ciaïis, P. M. Cox, R. E. Dickinson, D. Hauglustaine, C. Heinze, E. Holland, D. Jacob, U. Lohmann, S. Ramachandran, P. L. da Silva Dias, S. C. Wofsy and X. Zhang, 2007. Couplings between changes in the climate system and biogeochemistry. — *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 / S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)*. — Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

9. Dickinson R. E., 1981. Convergence rate and stability of ocean-atmospheric coupling schemes with zero-dimensional climate model. — *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2112—2120

10. Forster, P. M., and M. Collins, 2004; Quantifying the water vapour feedback associated with post-Pinatubo cooling. — *Climate Dyn.*, **23**, 207—214.

11. Forster, P. M. D., and J. M. Gregory, 2006. The climate sensitivity and its components diagnosed from Earth radiation budget data. — *J. Climate*, **19**, No.1, 39—52.

12. Hansen, J. et al., 1984. Climate sensitivity: analysis of feedback mechanisms. — *Meteorol. monogr.*, **29**, 130—163.

13. Held, I., and B. J. Soden, 2000. Water vapour feedback and global warming. — *Ann. Rev. Energy Env.*, **25**, 441—475.

14. Ingram, W. J., 2002. On the robustness of the water vapour feedback: GCM vertical resolution and formulation. — *J. Climate*, **15**, 917—921.

15. IPCC, 1996. Climate Change 1995. The science of climate change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. — Cambridge, United Kingdom, Cambridge University Press.

16. IPCC, 2001. Climate Change 2001. The scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / J. T. Houghton et al. (eds.). — Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

17. Randall, D. A., R. A. Wood, S. Bony, R. Colman, T. Fichefet, J. Fyfe, V. Kattsov, A. Pitman, J. Shukla, J. Srinivasan, R. J. Stouffer, A. Sumi and K. E. Taylor, 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 / S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

18. Soden, B. J., and I. M. Held, 2006. An assessment of climate feedbacks in coupled ocean-atmosphere models. — *J. Climate*, **19**, 3354—3360.

19. Soden, B. J., 2004. The impact of tropical convection and cirrus on upper tropospheric humidity: A Lagrangian analysis of satellite measurements. — *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L20104, doi:10.1029/2004GL020980.

20. Stuber, N., M. Ponater, and R. Sausen, 2001: Is the climate sensitivity to ozone perturbation enhanced by stratospheric water vapour feedback? — *Geophys. Res. Lett.*, **28**, doi:10.1029/2001/GL013,000.

21. Stuber, N., M. Ponater, and R. Sausen, 2005. Why radiative forcing might fail as a predictor of climate change? — *Climate Dyn.*, **24**, 497—510.

22. Tsushima, Y., and S. Manabe, 2001. Influence of cloud feedback on annual variation of global mean surface temperature. — *J. Geophys. Res.*, **106(D19)**, 22 635—22 646.

23. Tsushima, Y., A. Abe-Ouchi, and S. Manabe, 2005. Radiative damping of annual variation in global mean surface temperature: Comparison between observed and simulated feedback. — *Clim. Dyn.*, **24**, 591—597, doi:10.1007/s00382-005-0002-y.
24. Tsushima, Y. et al., 2006. Importance of the mixed-phase cloud distribution in the control climate for assessing the response of clouds to carbon dioxide increase: a multi-model study. — *Clim. Dyn.*, **27**, 113—126, doi:10.1007/s00382-006-0127-7.
25. Webb, M. J. et al., 2006. On the contribution of local feedback mechanisms to the range of climate sensitivity in two GCM ensembles. — *Clim. Dyn.*, **27**, 17—38.

**КАКОЕ ВЛИЯНИЕ НА ГИДРОЛОГИЧЕСКИЙ РЕЖИМ
И ВЕЧНУЮ МЕРЗЛОТУ В СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ МОЖЕТ
ОКАЗАТЬ ГЛОБАЛЬНОЕ ПОТЕПЛЕНИЕ КЛИМАТА
НА 20 °С?**

В. П. Мелешко, В. А. Говоркова, Т. В. Павлова

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

Оцениваются изменения климата Северной Евразии и в первую очередь на территории России, при глобальном потеплении на 2 °С. Анализ выполнен на базе модельных расчетов климата XXI века с помощью ансамбля из 16 моделей общей циркуляции атмосферы и океана. Результаты расчетов показывают, что потепление климата на территории России характеризуется большим разнообразием региональных особенностей. Показано, что изменение осадков в Северной Евразии будет зависеть от сезона. Зимой всюду ожидается значительное увеличение осадков.

Рассматриваются соответствующие изменения влажности почвы и речного стока в различных регионах России. Анализируются изменения глубины сезонного протаивания и площади, занятой вечной мерзлотой, рассчитанные для условий стабилизации глобального потепления на уровне 2 °С.

**IMPACT OF THE 2 °C GLOBAL WARMING
ON HYDROLOGICAL CYCLE AND PERMAFROST
IN THE NORTHERN EURASIA**

V. P. Meleshko, V. A. Govorkova, T. V. Pavlova

Main Geophysical Observatory

Climate change in the Northern Eurasia with emphasis on climate of Russia, under 2 °C global warming stabilization is evaluated. Analysis is conducted using climate simulation for 21st century from 16 AOGCMs. The ensemble projection of the 21st century climate indicates that manifestation of the global warming are characterized by large diversity of regional

patterns. The precipitation increase in the Northern Eurasia very much depends on season. In winter precipitation increases significantly everywhere.

Changes in soil moisture and river discharge over some regions of Russia are considered. Changes of active layer depth and extent of permafrost under 2 °C global warming stabilization are considered.

Основной целью рамочной конвенции ООН об изменении климата, принятой в 1992 г., является предотвращение „опасного антропогенного вмешательства в климатическую систему” путем стабилизации концентрации парниковых газов в атмосфере. Правительства ряда стран, организации по защите окружающей среды и ученые предложили, чтобы глобальное потепление на 2 °C по отношению к доиндустриальному периоду рассматривалось как предварительный предельный уровень будущего потепления.

По мнению ряда научных групп, потепление даже на таком относительно умеренном уровне может вызвать далеко идущие последствия в экономике, социальной жизни и экосистемах некоторых регионов Северного полушария, в особенности в Северной Евразии.

Многочисленные исследования показывают, что при повышении температуры приземного воздуха на 2 °C от 15 до 40 % видов экосистем будут находиться под угрозой исчезновения; высок риск вымирания некоторых арктических видов, включая белого медведя и северного оленя. На 20—30 % могут сократиться водные ресурсы в ряде особо чувствительных регионов мира, например в Южной Африке и в Средиземноморье. Ожидается резкое сокращение урожаев сельскохозяйственных культур в тропических регионах (на 5—10 % в Африке). До 10 млн. человек, проживающих в прибрежных зонах, ежегодно будут подвергаться риску наводнений. Начнутся необратимое таяние Гренландского ледового щита и ускоренное повышение уровня моря, что поставит мир перед потенциальной возможностью повышения уровня моря на 7 м. Возрастает риск значительных изменений циркуляции атмосферы, например муссонов, а также исчезновения Западного Антарктического ледового щита и коллапса термохалинной циркуляции вод Атлантического океана (Stern, 2006).

Одно из главных проявлений изменения климата заключается в увеличении числа и масштаба стихийных бедствий — штормов, ураганов, наводнений и засух, которые причиняют огромный ущерб экономике и приводят к большим людским потерям.

Территория России занимает значительную часть Евразии, простираясь от Северного Ледовитого океана на севере до Черного и Каспийского морей на юге, от Восточно-Европейской возвышенности на западе до Тихого океана на востоке. Разнообразны природные зоны России: полярно-тундровые, хвойные и лиственные леса, степи и лесостепи. Более 60 % территории страны покрыто лесами, 67 % — районы с вечной мерзлотой. Россия богата водными ресурсами, значительную часть территории занимают горные системы. При таком разнообразии природных комплексов все они подвергнутся воздействию изменения климата по-разному.

Россия относится к числу стран, сельское хозяйство которых в значительной степени зависит от межгодовых колебаний климатических условий. В краткосрочной перспективе улучшение условий для ведения сельского хозяйства в отдельных районах будет сопровождаться ухудшением условий в других районах в связи с развитием процессов опустынивания и увеличением повторяемости неблагоприятных для сельского хозяйства явлений. Основным отрицательным фактором изменений климата является дефицит водных ресурсов, увеличение повторяемости засух и повышение засушливости территории южных регионов. В долгосрочной перспективе снижение урожайности в отдельных районах в 1,5—3 раза в результате увеличения повторяемости засух может привести к сокращению общей продуктивности сельскохозяйственного производства на 20—25 %.

Криосферные процессы вносят большой вклад в интенсивность и сезонный характер гидрологического цикла. В холодное время года осадки выпадают преимущественно в виде снега и накапливаются в течение нескольких месяцев. Весной в результате интенсивного снеготаяния обширные по площади наводнения обычно происходят на территории Северной Евразии, особенно в бассейнах крупных рек. Чрезвычайно чувствительны к воздействиям изменения климата также хозяйственные инфраструктуры, расположенные в зоне вечной мерзлоты.

Согласно 4-му Оценочному докладу (ОД4) Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК) за последние

100 лет глобальная температура повысилась на $0,74 \pm 0,18$ °С (IPCC, 2007). В то же время в Северной Евразии температура воздуха повысилась более значительно. Так, на территории России повышение составило $1,40 \pm 0,37$ °С, а в Западной Сибири — в два раза больше.

В рамках подготовки ОД4 МГЭИК международным научным сообществом была организована программа, направленная на оценку изменений глобального и регионального климата с помощью сложных физико-математических моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО). Программа предусматривала расчет климата XX и XXI веков, меняющегося во времени под влиянием естественного и антропогенного воздействия. В качестве антропогенного воздействия рассматривались три сценария эмиссии парниковых газов (A1B, A2, B1), опубликованные в Специальном докладе о сценариях выбросов (СДСВ) (Nakicenovic et al., 2000).

По сценарию A2 развитие мира проходит при сохранении местной самобытности и опоры на собственные природные ресурсы, а также при постоянном росте общей численности населения в мире. Экономическое развитие имеет региональную направленность, а экономический рост в расчете на душу населения и технологические изменения более фрагментарны и происходят медленнее, по сравнению с другими основными сюжетными группами. В результате такого развития ожидается значительный рост концентрации основных парниковых газов (ПГ) в атмосфере. К 2100 г. концентрация основных ПГ в атмосфере увеличится по сравнению с 1990 г. следующим образом: CO₂ в — 2,42 раза, CH₄ — в 2,19 раза и N₂O — в 1,45 раза.

До середины XXI столетия различия между сценариями невелики, во всяком случае в средних глобальных оценках изменения климата, а к концу столетия ожидаются значительные различия между ними с более сильным потеплением в случае реализации сценария A2 (рис. 1).

Многочисленные исследования показывают, что моделирование изменений климата XX и XXI веков получило дальнейшее развитие и качество расчетов заметно улучшилось при использовании ансамблей независимых МОЦАО. Более того, достоверность таких расчетов оказывается более высокой по сравнению с достоверностью расчетов по отдельным моделям, которые показывают высокую успешность при расчетах современного климата.

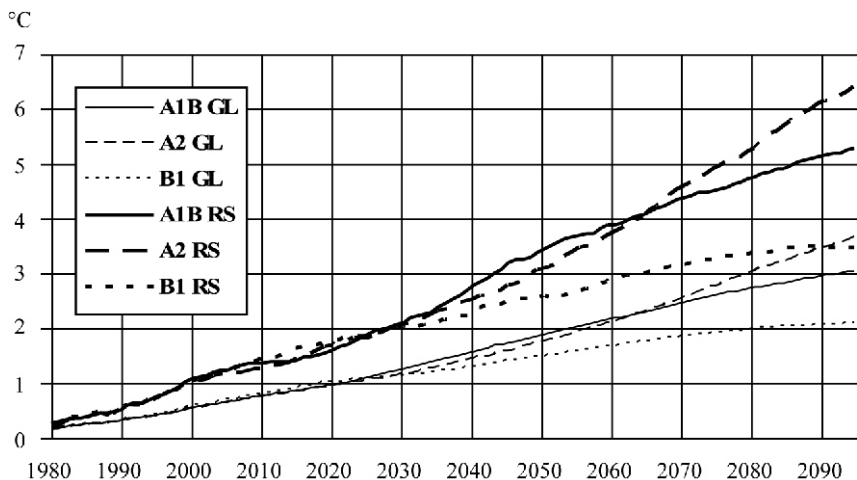


Рис. 1. Изменения во времени средних за год аномалий температуры приземного воздуха ($^{\circ}\text{C}$) в XXI веке по отношению к доиндустриальному периоду, рассчитанные для земного шара (GL) и для территории России (RS) при росте содержания парниковых газов и аэрозоля по сценариям A1B, A2 и B1. Аномалии рассчитывались по ансамблю МОЦАО по отношению к базовому периоду 1951—1970 гг. и сглаживались 11-летним скользящим фильтром.

Цель настоящей работы — оценить, насколько изменится климат Северной Евразии, и в первую очередь территории России, при глобальном потеплении на 2°C . Особое внимание будет уделено изменению гидрологического цикла, криосферным процессам и вечной мерзлоте.

В зависимости от сценария роста содержания парниковых газов искомое глобальное потепление может произойти во второй половине XXI века. Расчеты показали, что глобальное повышение температуры на 2°C будет достигнуто в 2057 г. при сценарии A2, в 2053 г. при сценарии A1B и в 2080 г. при сценарии B1. Поскольку в оценках использовались расчеты по сценарию A2, осреднение выполнялось за период 2051—2070 гг. С другой стороны, в настоящем исследовании не имеет принципиального значения, какой сценарий использовался и когда повышение глобальной температуры достигло 2°C , поскольку априорно заданное потепление устраняет неопределенности, обусловленные выбором сценариев роста содержания парниковых газов в атмосфере (Kaplan and New, 2006).

При анализе использовались среднемесячные данные основных характеристик климата в XXI веке, полученные по 16 МОЦАО. Средняя глобальная температура за период 1951—1970 гг. была принята как характеризующая „доиндустриальный период”, поскольку мы не располагали результатами моделирования климата с помощью всех 16 МОЦАО для середины XIX века. Вместе с тем, по имеющимся результатам расчетов для нескольких МОЦАО установлено, что средние глобальные температуры приземного воздуха, полученные за периоды 1851—1870 гг. и 1951—1970 гг. различаются между собой на 0,1 °С, и эти различия рассматривались как несущественные.

Климат Северной Евразии при глобальном потеплении на 2 °С

Потепление климата. Оценки по ансамблю МОЦАО показывают, что потепление характеризуется большим разнообразием региональных особенностей. Наибольшее потепление ожидается в северных районах Сибири зимой, при этом среднее потепление по ансамблю МОЦАО намного больше межмодельного разброса (стандартного отклонения от среднего значения по ансамблю). При среднем за год глобальном потеплении на 2 °С повышение температуры на всей территории России составит $3,8 \pm 0,8$ °С. При этом на юго-востоке России температура повысится на 3,0 °С, а на севере России на 4,8 °С. Зимой региональное потепление ожидается более значительное с диапазоном изменения от 3,2 °С на юго-западе России до 6,3 °С в северных районах.

Изменение гидрологического цикла. При потеплении климата количество осадков возрастает преимущественно зимой в результате переноса значительного количества водяного пара атмосферой, поскольку более теплая атмосфера становится более влагоемкой. По крайней мере, три типа изменений гидрологических процессов формируются в Северной Евразии.

- В западных регионах России почти все осадки выпадают в жидком виде, в результате увеличивается зимний сток и возрастает вероятность возникновения зимних наводнений. Увеличивается повторяемость более раннего высыхания почвы весной и в начале лета.

- В восточных регионах европейской части России и в Западной Сибири уменьшается накопление массы снега зимой, и это приводит к уменьшению количества стаявшего снега весной и сокращению весенних паводков. Увеличивается повторяемость периодов с более сухой почвой в начале весны.
- В центральной и восточной части Сибири вследствие увеличения количества твердых осадков зимой накапливается больше снега. Это способствует увеличению количества стаявшего снега и повторяемости обширных наводнений весной. Более высокая влажность почвы ожидается в начале лета.

Изменения осадков и речного стока. При глобальном потеплении на 2 °С увеличение количества осадков в Северной Евразии будет сильно зависеть от сезона. Зимой всюду ожидается значительное увеличение количества осадков ($23,5 \pm 4,9$ %). Летом количество осадков также будет возрастать, однако намного меньше, и межмодельный разброс оказывается значительным ($5,9 \pm 4,0$ %). В юго-западных регионах России (Северный Кавказ, Поволжье и др.), где сельскохозяйственное производство играет важную роль, ожидается уменьшение количества осадков. При этом ансамбль моделей дает также большой разброс оценок ($-18 \pm 14,4$ %), и уменьшение осадков оказывается статистически не значимым. Однако вследствие существенного усиления эвапотранспирации с деятельного слоя почвы, вероятность усугубления засушливых условий летом существенно возрастает.

Увеличение количества зимних осадков в жидкой фазе ($24,0 \pm 7,0$ %) в Северо-Западном регионе России будет приводить к уменьшению накопленной за зимний период массы снега. В результате весенний максимум речного стока, обусловленный таянием снега, уменьшится, сместившись на более ранний период, и в этом регионе уменьшится повторяемость крупных весенних наводнений. В то же время существенный рост зимних осадков в твердой фазе в Восточной Сибири (25 ± 9 %) приведет к накоплению большого количества снега зимой, и усилятся пиковое снеготаяние весной. Другими словами, в результате увеличения вероятности обильного снеготаяния весной в Восточной Сибири обширные наводнения следует ожидать весной и в начале лета. Увеличение годовых осадков и стока оказывается статистически значимым с вероятностью 95 % на большей части территории России (рис. 2).

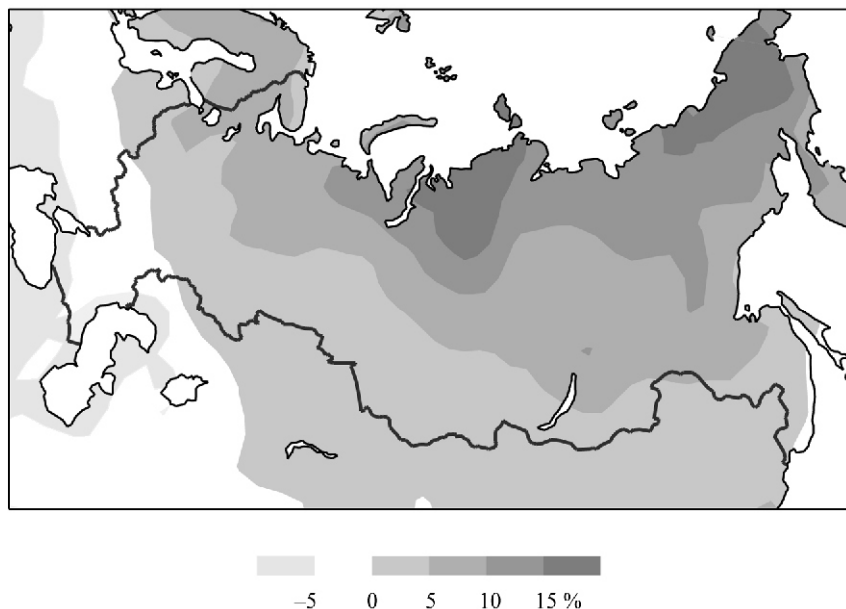


Рис. 2. Ожидаемое изменение (в процентах по отношению к базовому периоду (1951—1970 гг.)) годового стока на территории России при глобальном потеплении климата на 2 °С.

Изменения влажности почвы и водных ресурсов. При потеплении климата влагосодержание почвы весной станет меньше и интенсифицируется ее иссушение летом на значительной части территории России. В северных регионах некоторое уменьшение влагосодержания почвы также произойдет, однако оно не играет существенной роли в формировании засушливых условий, поскольку там имеются достаточные водные ресурсы для удовлетворения разных хозяйственных потребностей. В южных регионах, где в настоящее время существует недостаток водных ресурсов, дальнейший рост дефицита воды будет создавать серьезные проблемы в хозяйственной деятельности и в социальной жизни. Эти негативные последствия будут особенно заметно проявляться на Северном Кавказе, в Поволжье, центральных районах европейской части России и в южных районах Сибири.

Изменения сезонного протаивания в зоне вечной мерзлоты. Вечная мерзлота с достаточно чувствительным к потеплению климата верх-

ним слоем занимает две трети территории России. Среди характеристик вечной мерзлоты в контексте потепления климата основное внимание уделяется глубине сезонного протаивания грунтов, поскольку изменения этой характеристики может оказывать значительное влияние на хозяйственную деятельность.

Глубина сезонного протаивания грунтов существенно зависит от теплофизических свойств грунта и растительного покрова, и в естественных условиях пространственное распределение глубины протаивания имеет мозаичную структуру в соответствии с характерными особенностями ландшафта. При определении смещения границы вечной мерзлоты не предполагается исчезновение ее реликтовой части.

При оценке влияния потепления климата на сезонное протаивание грунта предполагалось, что характеристики грунта и растительный покров однородны во всем рассматриваемом регионе. Расчеты выполнялись отдельно для органического (торф) и минерального (суглинок и песок) грунтов с учетом и без учета растительного покрова. Ниже приводятся оценки сезонного протаивания в суглинке, покрытом лишайником.

Глубина протаивания вычислялась с помощью многоуровневой модели переноса тепла с учетом фазовых переходов воды и влияния снежного и растительного покрова (Malevsky-Malevich et al., 2001; Молькентин и др., 2003). В качестве граничных условий на верхней границе рассматриваемой области использовались среднемесячные значения температуры поверхности и высоты снежного покрова, полученные из расчетов климата XXI века, выполнявшихся в рамках подготовки ОД4 МГЭИК по 10 МОЦАО (IPCC, 2007). На нижней границе был задан геотермический поток тепла (Подгорных и Хуторской, 1997). В условиях современного климата глубина протаивания верхнего слоя грунтов летом составляет 0,1—0,2 м вблизи полярного круга и до 2,0 м вдоль южной границы вечной мерзлоты. При потеплении глобального климата на 2 °С максимальная глубина сезонного протаивания в конце лета увеличится на 0,7 м вдоль южной границы распространения сплошной вечной мерзлоты. Увеличение глубины протаивания, по-видимому, будет иметь серьезные последствия в регионах активной хозяйственной деятельности, расположенных в Западной Сибири и на Дальнем Востоке (рис. 3).

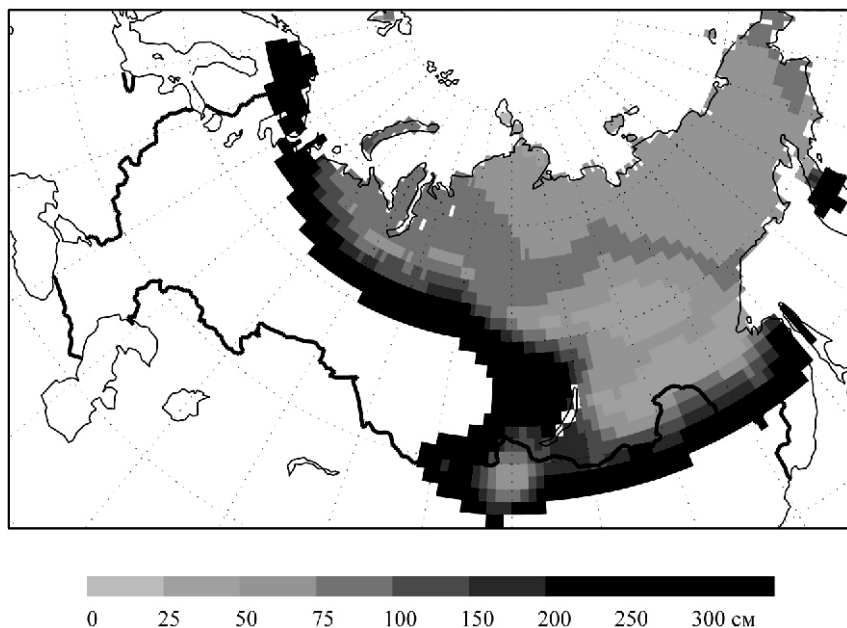


Рис. 3. Ожидаемое изменение (по отношению к базовому периоду (1951—1970 гг.)) глубины сезонного протаивания вечномёрзлых грунтов (см) при глобальном потеплении на 2 °С.

По достижении глобальным потеплением уровня 2 °С границы вечной мерзлоты переместятся к северу на 200—300 км, а ее площадь сократится на 20 % по отношению к занимаемой ею в настоящее время. Если бы дальнейшее повышение глобальной температуры прекратилось каким-то образом по достижении априорно установленного значения, площадь вечной мерзлоты продолжала бы сокращаться и глубина сезонного протаивания продолжала бы увеличиваться еще в течение нескольких десятилетий (рис. 4). Из рисунка видно, что длительность периода, в течение которого дальнейшее сокращение площади, занятой вечной мерзлотой, будет продолжаться независимо от последующего повышения глобальной температуры, сильно зависит от достигнутого уровня глобального потепления климата.

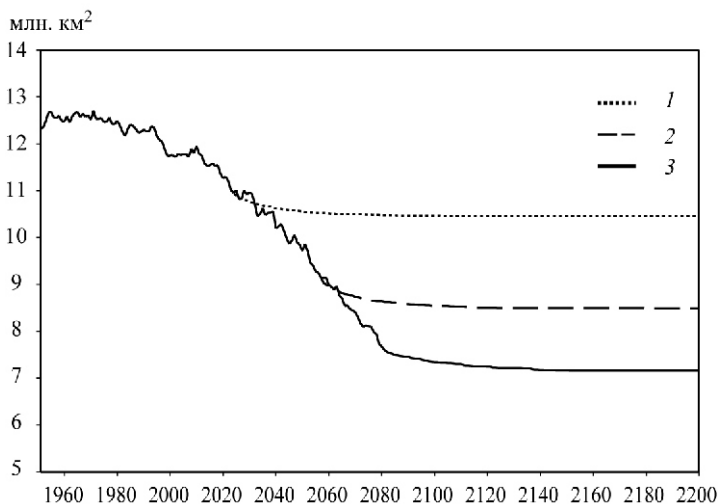


Рис. 4. Изменения площади вечной мерзлоты (млн. км²) при трех сценариях стабилизации повышения глобальной температуры и сценарии увеличения содержания парниковых газов A2.

1) 1 °C (2023 г.), 2) 2 °C (2057 г.), 3) 3 °C (2079 г.).

Заключение

Расчеты по ансамблю МОЦАО показывают, что потепление регионального климата на территории России будет в два раза больше глобального потепления на 2 °C. Региональное усиление потепления не зависит от того, какой сценарий (слабый или сильный) увеличения содержания парниковых газов используется в оценках.

Потепление климата будет оказывать значительное влияние на криосферу и гидрологический годовой цикл посредством увеличения количества осадков преимущественно в твердой фазе весеннего стока, а также уменьшения влагосодержания почвы в большинстве регионов России. Криосферные процессы, определяющие средний за год гидрологический цикл на континентах, как правило, имеют малое время адаптации к новому термическому режиму и поэтому не вносят заметного вклада в усиления гидрологических процессов на более длительных временных интервалах, когда потепление может быть каким-то об-

разом прекращено. Однако вечная мерзлота ведет себя иначе. Даже если потепление прекратится, сокращение площади, занятой вечной мерзлотой, будет продолжаться в течение еще нескольких десятилетий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мелешко В. П., Катцов В. М., Говоркова В. А., Малевский-Малевич С. П., Надежина Е. Д., Спорышев П. В., 2004. Антропогенные изменения климата в 21-м веке в Северной Евразии. — *Метеорология и гидрология*, № 7, с. 5—26.
2. Молькентин Е. К., Надежина Е. Д., Шкляревич О. Б., 2003. Модельные оценки влияния растительности на деградацию вечной мерзлоты при потеплении климата. — *Метеорология и гидрология*, № 3, с. 87—95.
3. Подгорных Л. В., Хуторской М. Д., 1997. Планетарный тепловой поток — карта масштаба 1:30 млн. — М.: Оргсервис.
4. IPCC, 2007. Climate Change 2007. The physical science basis. *Working Group I Contribution to the Intergovernmental Panel on Climate Change Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.). — Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
5. Kaplan, J. O., M. New., 2006. Arctic climate change with a 2 °C global warming: timing, climate patterns and vegetation change. — *Climate Change*, **79**, 213—241.
6. Malevsky-Malevich, S. P., E. K. Molkentin, E. D. Nadyozhina, O. B. Shklyarevich, 2001. Numerical simulation of permafrost parameters distribution. — *Cold. Reg. Sci. and Tech.*, **32**, 1—11.
7. Nakicenovic N. et al., 2000. IPCC Special Report on emission scenarios. — Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY, USA.
8. Stern N., 2006. Stern review on the economics of climate change. HM Treasury and Cabinet Office. 2006, UK. [www.hm-tresury.gov.uk/independent_reviews/stern_review_economics_climate_change/sternreview_index.cfm].

**РАСЧЕТНАЯ МОДЕЛЬ ОПРЕДЕЛЕНИЯ
ИНДИВИДУАЛЬНОЙ И ГРУППОВОЙ ВНЕШНЕЙ ДОЗЫ
ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ, СОДЕРЖАЩИХСЯ
В АТМОСФЕРНОМ ВОЗДУХЕ**

Е. Л. Генихович, Е. Н. Филатова

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

Представлены новый метод оценки внешней популяционной дозы („экспозиции”) загрязняющего вещества для перемещающегося населения с использованием разработанной в ГГО модели расчета долгопериодных средних концентраций по оперативным данным и результаты проверки этой модели на экспериментальном материале. Исходные данные для расчета включают метеорологические параметры (скорость и направление ветра, параметр стратификации атмосферы, температура воздуха и др.), а также характеристики выбросов источников (с учетом режима их работы) и плотность распределения по городу населения как функцию времени суток.

На основе анализа данных мониторинга загрязнения атмосферы получена количественная оценка возможного максимального вклада эффекта миграции населения в величину популяционной дозы и сделан вывод о целесообразности учета этого вклада.

**MODELLING OF THE EXTERNAL DOZE
OF ATMOSPHERIC POLLUTANTS FOR AN INDIVIDUAL
OR A POPULATION GROUP**

E.Genikhovich, E.Filatova

Main Geophysical Observatory

A new method of calculation of the external doze (“exposition”) of atmospheric pollutants for the migrating population is presented. This method is based on the operational dispersion model for calculation of the long-term averaged concentrations developed at the Main Geophysical Observatory. The results of validation of this model are presented too. The

input data include meteorological parameters (the wind speed and wind direction, the thermal stratification parameter, the air temperature, etc.) as well as characteristics of the emission sources (with account for their temporal variations) and population density in the city as a function of time. The air pollution monitoring data are analyzed for quantitative estimating the maximum influence of the migration effect on the exposition. The conclusion is drawn that this effect should be accounted for.

1. Введение

Определение дозовой экспозиции населения, вызванной воздействием поступающих в атмосферу вредных примесей, является важным элементом системы оценки риска здоровью населения (Киселев, Фридман, 1997; Новиков и др., 2003). Оценка риска строится на вычислении вероятности причинения ущерба здоровью человека, связанного с действием содержащихся в атмосфере вредных веществ. Расчет дозы для отдельных групп населения и населения в целом с учетом его миграции является основой для принятия решений в области охраны здоровья населения. Процесс оценки риска сопряжен с привлечением большого числа допущений (пренебрежение популяционными различиями, неопределенность при оценке воздействия и т. д), что сказывается на точности получаемых результатов (Куценко, 2004).

В настоящее время существует ряд методик расчета дозы для групп населения (например, AirPEX, 1997) с использованием измеренных на станциях мониторинга среднегодовых концентраций. В последнее время активно внедряются модели, учитывающие сильную неоднородность полей концентраций в городе и предусматривающие их корректировку по данным измерений (Pavlos et al., 2005, Physics et al., 2006).

Существующая в России система инструментального мониторинга загрязнения атмосферного воздуха городов, однако, не позволяет детально описывать распределение экспозиции по территории этих городов, поскольку практически в любом из них имеющихся постов, на которых измеряются концентрации примесей, явно недостаточно для решения задачи детального описания городского поля концентрации. С учетом существующих в нашей стране реалий для повышения надежности оценок дозовой экспозиции наиболее эффективным представляется использование методов моделирования загрязнения воздуха.

2. Схема расчета дозовой экспозиции

Внешняя индивидуальная ингаляционная доза D за время T может быть определена по формуле:

$$D = \int_0^T C(x(t), t) dt, \quad (1)$$

где C — концентрация токсического вещества в атмосферном воздухе, зависящая не только от времени, но и от местоположения $x(t)$ реципиента (например, индивидуума или прибора, с помощью которого регистрируется доза), которое может меняться с течением времени. В приложениях к задачам оценки риска здоровью населения обычно представляют интерес достаточно длительные времена экспозиции T (например, 1 год). Выражение (1) является общим и может использоваться для расчета внешней дозы как для фиксированной точки пространства, так и для реципиентов, перемещающихся по городу.

Для случая фиксированной расчетной точки (когда $x(t)$ не зависит от t) формула для расчета внешней индивидуальной дозы с учетом изменчивости метеорологических условий была предложена в (2):

$$D = \int_0^T C(x, y, (t)) dt = \sum_i T_i \int_{\Omega_i} C_i(x, y,) p_i() d , \quad (2)$$

где Ω_i — комплекс метеорологических параметров; $p_i()$ и T_i — совместная плотность распределения метеорологических параметров, соответствующая i -му „режиму выброса” рассматриваемых источников, и продолжительность этого режима; Ω_i — область изменения значений Ω_i . Здесь под „режимом выбросов” понимается совокупность интервалов времени общей продолжительностью T_i , в течение которых выбросы от каждого из учитываемых в расчете источников сохраняют примерно одно и то же значение.

Наряду с внешней индивидуальной дозой гигиенисты рассматривают внешние дозы для отдельных групп населения $D_{гpk}$, где k — номер группы, а также внешнюю популяционную дозу, равную сумме доз, полученных всеми группами населения:

$$D_{\Pi} = \sum_k D_{гpk}. \quad (3)$$

Если миграция реципиентов внутри каждой группы отсутствует, каждое из слагаемых в (3) можно оценить по формуле (2), домножив результат на численность группы. В общем случае, когда в принципе необходимо учитывать перемещение реципиентов, неравномерное распределение концентрации вредных примесей по территории города и пр., в нашей работе для расчета внешней групповой дозы токсичного вещества вводится соотношение (4), являющееся естественным обобщением (2):

$$D_{\text{гр}} = \int_0^T \int_S (x, y, t) C(x, y, t) dx dy dt, \quad (4)$$

где S — площадь города; (x, y, t) — численность данной группы населения на единичном элементе площади, заданная как функция координат по территории S и времени суток; $C(x, y, t)$ — концентрация загрязняющих веществ в атмосферном воздухе. Для мигрирующих (например, пользующихся транспортом) групп населения корректное задание функции (x, y, t) является существенным для адекватной оценки внешней дозы.

Для расчета поля концентрации $C(x, y, t)$ в данной работе используется разработанная авторами оперативная модель (Генрихович, Филатова, 2002; Филатова, 2005), основанная на численном решении уравнения атмосферной диффузии для точечного источника. Поле концентрации в городе, создаваемое точечными, линейными и площадными источниками, вычисляется как суперпозиция распределений от множества точечных источников. При этом зависимость поля концентрации от времени $C(x, y, t)$ учитывается параметрически через зависимость от времени метеорологических параметров и режимов работы источников выброса:

$$C(x(t), t) = C(x(t), u(t), \theta(t), T(t), M_1(t), \dots, M_N(t)),$$

где $u(t)$ и $\theta(t)$ — скорость и направление ветра; $\theta(t)$ — параметр, характеризующий стратификацию атмосферы; $T(t)$ — температура воздуха; $M_N(t)$ — мощность выбросов N -го источника, изменяющаяся в зависимости от режима работы. Метеорологические параметры, определяющие распространение примеси, и режим работы источников могут изменяться в течение суток, недели, сезонов года и пр. Учитывая, что в

загрязнение атмосферы городов значительный, а иногда и подавляющий вклад вносят выбросы автотранспорта, в расчетах необходимо учитывать суточный ход выбросов на магистралях. Более детальная характеристика модели приведена в следующем параграфе.

Выделив временные интервалы T_i , характеризующиеся постоянными мощностью и режимом работы источников выбросов (например, день и ночь), и сопоставив их с соответствующими данным временным промежуткам наборам распределения населения по территории, можно записать выражение для групповой внешней дозы перемещающегося населения, аналогичное формуле (2) для стационарных выбросов:

$$D_{гр} = \sum_i T_i \int_S C(x, y, z, t) p_i(x, y, z, t) dS, \quad (5)$$

где $p_i(x, y, z, t)$ и T_i — совместная плотность распределения метеорологических параметров, соответствующая i -му „режиму выброса” рассматриваемых источников, и продолжительность этого режима. Учет перемещающихся групп населения позволяет отметить следующую особенность в распределении доз между группами населения: группы, перемещающиеся в наиболее загрязненных местах (также изменяющих свое расположение со временем суток), получают наибольшую внешнюю дозу (например, водители). Оценка величины эффекта, которого можно ожидать в результате миграции населения, получена в п. 4 настоящей работы по данным инструментального мониторинга. Как следует из этой оценки, увеличение максимальной внешней дозы за счет миграции в рассмотренном случае может достигать 46 %.

3. Оперативная модель расчета концентраций

Расчет текущей концентрации примеси в рамках оперативной модели осуществляется на основе решения уравнений атмосферной диффузии для стационарного точечного источника с использованием приземной метеорологической информации для конкретных моментов времени:

$$U \frac{C}{x} = \frac{u_i c}{x_i}. \quad (6)$$

Здесь ось x направлена вдоль средней скорости ветра U ; C — концентрация примеси; $u_i c$ — турбулентный поток примеси, для аппроксимации которого в работе используется схема замыкания 1-го порядка с коэффициентами диффузии в поперечном к оси факела (K_y) и вертикальном (K_z) направлениях. По повторяющемуся индексу i в (6) предполагается суммирование от 1 до 2. Решение уравнения диффузии от точечного источника C сводится к решению уравнения диффузии от бесконечного линейного источника C с условиями отражения потока примеси от подстилающей поверхности и на верхней границе пограничного слоя атмосферы. Для перегретых и характеризующихся начальным импульсом выбросов используются формулы расчета эффективной высоты источника, предложенные М. Е. Берляндом (Берлянд, 1975) и Г. Бриггсом (Briggs, 1975).

Существенным отличием рассматриваемой модели от зарубежных аналогов является использование в качестве входных данных таких метеорологических параметров, которые могут быть определены по данным стандартных метеорологических наблюдений. Так, в качестве характеристики температурной стратификации используется параметр σ , определенный как отношение коэффициента турбулентного обмена K_1 к скорости ветра u_1 на высоте $z_1 = 1$ м:

$$\frac{K_1}{u_1(z_1 - z_0)}, \quad (7)$$

Величина σ проще всего определяется по данным наблюдений на теплобалансовых станциях, а при стандартных метеорологических наблюдениях величину K_1 можно определить с помощью алгоритма, описанного в работе Гениховича, Осиповой (1984). При этом масштаб длины Обухова L , динамическая скорость u_* , и масштаб конвективной скорости w_* вычисляются по параметрам шероховатости z_0 , скорости ветра U_{10} на высоте 10 м и с помощью соотношений теории подобия для приземного слоя. Скорость ветра, являющаяся коэффициентом в уравнения диффузии, в приземном слое определяется с помощью теории подобия, а выше стремится к геострофической скорости ветра, определяемой из закона сопротивления пограничного слоя атмосферы с использованием результатов С. С. Зилитинкевича (Zilitinkevich, 1989), Д. Йорданова и др. (Yordanov, 1983). При равновесной, устойчивой и

слабо неустойчивой стратификации коэффициент турбулентной диффузии K_z в приземном слое также вычисляется по теории подобия; полагается, что он уменьшается до нуля при приближении к запирающей инверсии и принимает постоянное значение в середине слоя.

Для условий развитой конвекции в модели учитываются особенности рассеяния примеси, которые не воспроизводятся на основе решения одного уравнения диффузии и существенно изменяют картину распространения факела примеси по сравнению со случаями слабо конвективной, нейтральной или устойчивой стратификации. Так, например, из данных натуральных и лабораторных экспериментов следует, что в приземных распределениях концентраций формируется второй максимум. Эти результаты объясняются тем, что при развитой конвекции в пограничном слое образуются поднимающиеся вверх термики и компенсирующие нисходящие течения. Предположение о пропорциональности турбулентного потока примеси ее локальному градиенту не позволяет с помощью уравнения (6) адекватно описывать рассеяние примеси в этих условиях. Поэтому распределение примеси при конвекции описывается в модели с использованием представлений о перемежаемости вертикальных течений, предложенных в работе Гениховича (Genikhovich, 1999). При этом для определения поля концентрации решается система из двух уравнений турбулентной диффузии, описывающих концентрации в восходящих и нисходящих потоках соответственно. Согласно представлению о перемежаемости восходящих и нисходящих течений, примесь из источника с вероятностью p попадает в восходящий поток и с вероятностью p_- в нисходящий. Результирующая концентрация C состоит из суммы вкладов восходящих и нисходящих течений:

$$C = p C_+ + p_- C_- \quad (8)$$

Перенос пассивной примеси восходящими и нисходящими течениями описывается системой уравнений:

$$\begin{aligned} U \frac{C}{x} - W \frac{C}{z} &= \overline{\frac{c w}{z}}, \\ U \frac{C}{x} - W \frac{C}{z} &= \overline{\frac{c w}{z}}, \end{aligned} \quad (9)$$

где \overline{C} , $\overline{C'}$, \overline{W} , $\overline{W'}$, $\overline{c w}$, $\overline{c' w'}$ — средние концентрации, средние скорости и турбулентные потоки примеси в восходящих и нисходящих струях соответственно. Турбулентные потоки параметризуются по схеме замыкания 1-го порядка:

$$\overline{c w} = K \frac{\overline{C}}{z}, \quad \overline{c' w'} = K' \frac{\overline{C'}}{z}$$

где K и K' — коэффициенты турбулентной диффузии в восходящих и нисходящих потоках соответственно.

Параметризация коэффициентов уравнений диффузии (9) осуществлялась в рамках теории подобия Монина—Обухова с использованием опубликованных работ Вингарта и Броста, Моэнг и Вингарта, Лухара, а также данных эксперимента CONDORS (Wyngaard, 1984; Moeng, 1984; Kanaroglou et al., 2006; ПРОЕКТ CONDORS, 1986). В частности, формулы Лухара (Luhar, 1996) позволяют обеспечить стремление к нулю скоростей вертикального конвективного переноса примеси в случае уменьшения теплового потока до нуля. Таким образом, при исчезновении конвекции обеспечивается переход системы из двух различных уравнений диффузии (9) в одно классическое уравнение диффузии (6).

В случае развитой конвекции коэффициенты турбулентной диффузии в восходящих и нисходящих потоках K_c параметризуются на основе модели Моэнг и Вингаарда (Moeng, 1984). В общем случае при неустойчивой стратификации коэффициент турбулентной диффузии примеси представляется в виде суммы двух членов, соответствующих предельным условиям — развитой конвекции и слабой неустойчивости (K_z), взятых с весовыми множителями:

$$K = (H/L) K_c + (H/L) K_z, \quad (10)$$

где

$$(H/L) = 1, \quad (H/L) = 0 \text{ при развитой конвекции,}$$

$$(H/L) = 0, \quad (H/L) = 1 \text{ при исчезновении турбулентного потока}$$

тепла.

Высота пограничного слоя H вычислялась при нейтральной и устойчивой стратификации согласно С. С. Зилитинкевичу (Zilitinkevich, 1989), а при свободной конвекции определялась по уравнению, полученному как результат аппроксимации экспериментально опреде-

ленных высот пограничного слоя в ходе серии измерений, проводившихся атмосферной обсерваторией Боулдера (PROJECT CONDORS, 1986).

При численном решении уравнения диффузии был осуществлен переход к безразмерным переменным. При нейтральной и устойчивой стратификации масштабом высоты и расстояния являлась высота пограничного слоя H , а в конвективных условиях в масштаб расстояния входила дополнительно безразмерная комбинация масштабов динамической, конвективной и средней по пограничному слою скорости. При построении дискретной аппроксимации исходной задачи в дифференциальной постановке был использован интегроинтерполяционный метод баланса (Самарский, 1977, Берлянд, 1975), при котором на расчетной сетке выполняется закон сохранения массы примеси.

Эффективность расчетной схемы при нейтральной и устойчивой стратификации оценивалась путем сравнения с аналитическим решением уравнения диффузии для точечного источника при степенных профилях скорости ветра и коэффициента турбулентного обмена. Поскольку аналитическое решение найдено при ином граничном условии, а именно $C = 0$ при $z = 0$, то вблизи верхней границы области интегрирования уравнения, а также на больших расстояниях от источника можно было ожидать различия между численными и аналитическими результатами, но вблизи источника такое различие не могло быть существенным. С учетом данного обстоятельства, сравнение проводилось для источника, расположенного вблизи подстилающей поверхности ($H_e = 10$ м), для которого расстояние x_m , соответствующее максимуму C_m приземного распределения концентрации, мало по сравнению с высотой пограничного слоя. Это позволяет полагать, что отражение от верхней границы, используемое в численной схеме, не повлияет на величину и положение максимума. При этом разность между численным и аналитическими решениями не превышала 5 %.

При развитой конвекции результаты расчета сравнивались также со следующими данными:

1) с результатами лабораторных измерений Дирдорфа и Уиллиса (Willis, 1986; Willis, 1981), выполненных для квазисвободноконвективных условий ($H/L = 10$, или, что то же самое, $u^*/u^* = 0,3$) при двух зна-

чениях безразмерной (в единицах толщины пограничного слоя атмосферы) эффективной высоты источников: H_e 0,24 и H_e 0,49;

2) с результатами стохастического моделирования диффузии Лэма (Lamb, 1981) (рис. 1);

3) с результатами стохастического моделирования Лухара (Luhar, 1996).

При этом основное внимание уделялось соответствию приземного распределения концентраций. Согласие результатов оказалось удовлетворительным.

При тестировании модели по экспериментальным данным с расчетными значениями сравнивались не отдельные значения, а средние

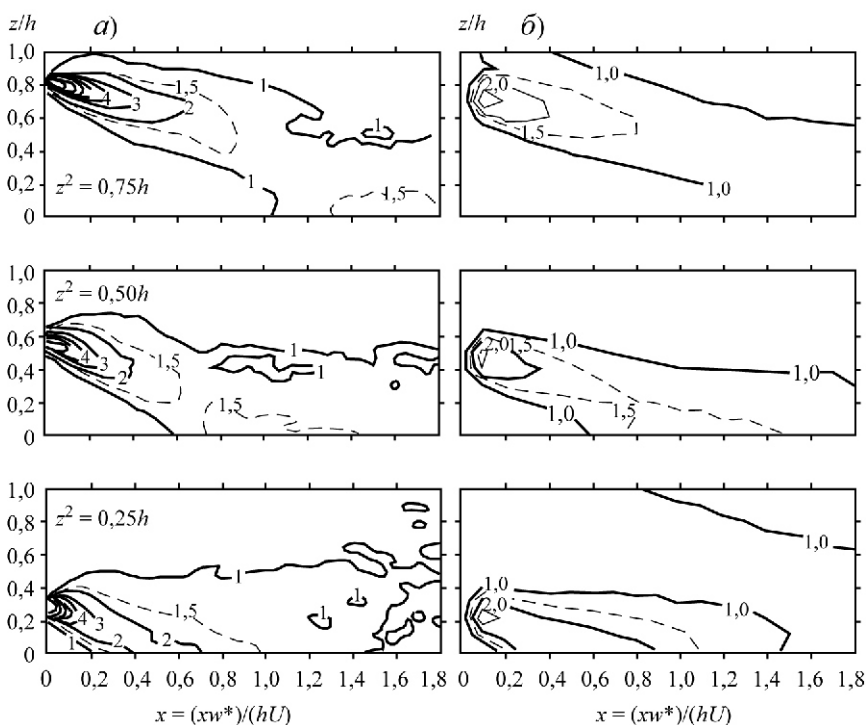
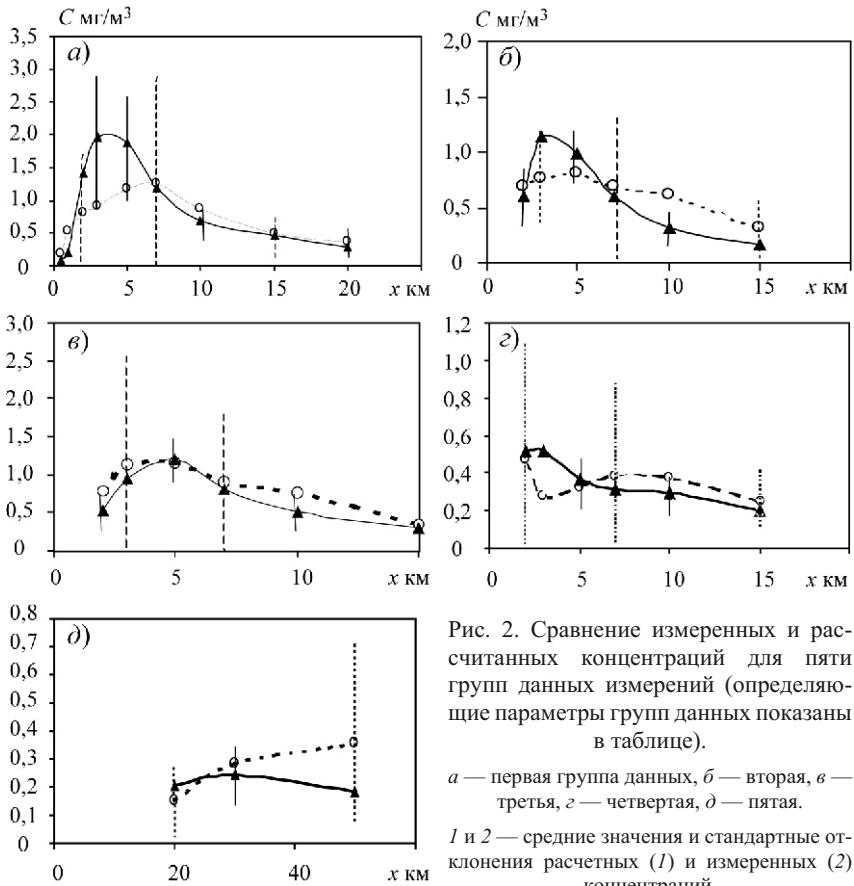


Рис. 1. Зависимость безразмерных концентраций для линейных источников разной высоты от x и z в конвективном режиме, рассчитанная по оперативной модели (а) и по стохастической модели Лэма (б).

расчетные и измеренные концентрации при заданных метеорологических условиях („условные средние”), так что множество значений измерений было разбито на градации по значениям метеорологических параметров и эффективной безразмерной высоты источников. Отметим, что, хотя в настоящее время наиболее распространенными в России при массовых расчетах являются модели, настроенные на определение мажорантных полей концентрации загрязняющих веществ, соответствующих девяносто восьмому процентилю измеренных значений (см., например, „Методика расчета...”, 1987)), для определения годовой внешней дозы загрязняющих веществ имеет смысл моделирование среднего значения концентраций при текущих метеоусловиях.

Количественные оценки были выполнены на основе сравнения с независимыми данными, полученными в экспериментах вблизи тепловой электростанции Кинкейд (США). На рис. 2 приведены результаты 1273 измерений, сгруппированных по пяти группам изменения внешних параметров (в том числе скорости ветра на уровне флюгера, динамической скорости, а также масштаба длины Монины—Обухова, изменявшегося в диапазоне от $-2,5$ до 57 м, т.е. охватывавшего довольно широкий спектр условий). На рис. 2 a — b сопоставлены расчетные и осредненные измеренные значения приземных концентраций от точечного источника на разных расстояниях до него для соответствующей группы внешних параметров. Вертикальными линиями показаны доверительные интервалы для экспериментальных и расчетных значений. Из рисунков видно, что доверительные интервалы расчетных и экспериментальных значений перекрываются, и это свидетельствует об удовлетворительном согласии расчетов с экспериментом. Описание дополнительной экспериментальной проверки для условий неустойчивости на материалах измерений в Боулдере, США, (PROJECT CONDORS, 1986), приведено в работах Филатова (2005).

На практике расчеты по оперативной модели значений приземной концентрации от одного источника при произвольных значениях метеорологических параметров выполняются с помощью интерполяции по набору затабулированных численных распределений приземных безразмерных концентраций, которые зависят от расстояния до источника и его безразмерной высоты, термической стратификации атмосферы и др.



№ п/п	U_{10} м/с	U^* м/с	L м	H_e м
1	1,4—2,7	0,19—0,32	От -2,5 до -12	
2	2,4—6,0	0,28—0,57	От -10 до -100	<700
3	2,4—6,0	0,28—0,57	От -10 до -100	>700
4	5,3—9,1	0,48—0,94	От -187 до -564	
5	3,5—3,1	0,26—0,45		

4. Оценка влияния миграции реципиентов на значение дозы

Приведенные выше формулы позволяют охарактеризовать исходную информацию, необходимую для расчета групповой внешней дозы. К сожалению, в настоящее время мы не располагаем детальными данными о миграции населения по территории хотя бы одного российского города. Поэтому для характеристики возможного влияния учета миграции населения на значение групповой дозы в работе использованы данные инструментального мониторинга загрязнения сернистым ангидридом атмосферного воздуха в Пскове по трем постам в 1993 г. Пост 1 находится в отдалении от источников выброса, посты 2 и 3 — вблизи промышленного района. Поскольку число постов явно недостаточно для описания пространственной картины, при решении задачи о расчете дозы рассмотрим одномерное распределение поля концентраций примеси на участке между постами 1 и 3. Определим проекцию координат поста 2 на отрезок между постами 1 и 3 и примем, что значение $x = 0$ в одномерной задаче соответствует координате поста 1, координата поста 3 равна его расстоянию от поста 1, а координата поста 2 — расстоянию от поста 1 до точки проекции. При этом получаемый результат будет соответствовать “одномерному сечению” городского поля концентрации. Разумеется, такое упрощение задачи является вынужденным, и получаемый при этом результат можно охарактеризовать только как приближенную оценку.

Сравним индивидуальную годовую внешнюю дозу для неподвижного реципиента, расположенного в точке среднегодовой максимальной концентрации, с годовой внешней дозой для перемещающегося вместе с суточным максимумом загрязнения реципиента (очевидно, что последняя будет соответствовать возможному максимуму дозы).

Выражение (1), описывающее индивидуальную внешнюю дозу, преобразуем к виду

$$D = \sum_i C_i(t, x(t)) \cdot \dot{V}_i(x), \quad (11)$$

где $C_i(t, x(t))$ — осредненная за год для данного времени суток t и местоположения x концентрация загрязняющего вещества, а $\dot{V}_i(x)$ — длительность нахождения реципиента в данном месте x в момент суток t .

Изменчивость распределения концентрации по территории рассматриваемого нами „одномерного” города протяженностью L можно

представить разложением величины $C(t, x)$ в ряд Фурье, ограничившись первой гармоникой:

$$C(t, x) = a(t) + b(t) \sin \frac{x}{L} + c(t) \cos \frac{x}{L}. \quad (12)$$

Коэффициенты разложения $a(t)$, $b(t)$ и $c(t)$, в свою очередь, являющиеся функциями времени t , представим в виде рядов Фурье, ограничившись периодами кратными суткам, неделе, месяцу, сезону, году:

$$\begin{aligned} a(t) &= a_0 + \sum_{i=1}^N a_i \sin \frac{t}{T_i} + a_{i-1} \cos \frac{t}{T_i}, \\ b(t) &= b_0 + \sum_{i=1}^N b_i \sin \frac{t}{T_i} + b_{i-1} \cos \frac{t}{T_i}, \\ c(t) &= c_0 + \sum_{i=1}^N c_i \sin \frac{t}{T_i} + c_{i-1} \cos \frac{t}{T_i}. \end{aligned} \quad (13)$$

Коэффициенты разложения в (10) определим по имеющимся рядам наблюдений на трех постах за год по методу наименьших квадратов с использованием стандартного математического аппарата.

Далее, для фиксированной точки x с помощью выражений (12), (13) найдем среднегодовую концентрацию:

$$\bar{C} = a_0 + b_0 \sin \frac{x}{L} + c_0 \cos \frac{x}{L}. \quad (14)$$

Ее максимум достигается в точке x_M :

$$x_M = \frac{L}{2} \begin{cases} \arctg \frac{b_0}{c_0} & \text{при } \frac{b_0}{c_0} > 0, \\ \arctg \frac{b_0}{c_0} & \text{при } \frac{b_0}{c_0} < 0. \end{cases} \quad (15)$$

С учетом выражений (12), (13) значение среднегодовой концентрации в точке максимума x_M равно

$$\bar{C}_{\max_x} = a_0 \sqrt{b_0^2 + c_0^2}. \quad (16)$$

Максимальная годовая доза для неподвижного реципиента соответствует его размещению в точке максимума x_M и, поскольку в измерениях время осреднения концентрации составляет 20 мин, равна

$$D = N \bar{C}_{\max_x}, \quad (17)$$

где $\tau = 20$ мин, а N — число 20-минутных интервалов в году (для невисокосного года $N = 26280$).

Так как в течение суток положение точки максимальной концентрации $x_M(t)$ в городе будет перемещаться по отрезку L (это видно из формулы (12)), найдем величину максимальной концентрации для данного времени суток:

$$C_{\max_x}(t) = a(t) \sqrt{b^2(t) + c^2(t)}. \quad (18)$$

Среднегодовая концентрация для перемещающегося вместе с $x_M(t)$ реципиента вычисляется осреднением выражения (18) за год:

$$\overline{C_{\max}(x_M(t))}_t = a_0 \sqrt{\overline{b^2(t) + c^2(t)}}, \quad (19)$$

где черта над корнем означает осреднение за год,

$$D = \int_0^{\text{год}} C_{\max}(x_M(t)) dt = N \overline{C_{\max}(x_M(t))}_t. \quad (20)$$

Результаты расчетов среднегодовых концентраций в неподвижной и перемещающейся точке максимальной концентрации по формулам (16), (20) с использованием найденных коэффициентов a_0, b_0, c_0 показали, что учет перемещения точки максимума концентрации в течение года увеличивает максимальную среднегодовую концентрацию в ней на 46 %.

Хотя проведенные численные расчеты основываются на экспериментальных данных для Пскова и носят иллюстративный характер, но аналогичные результаты можно было бы получить и по расчетной модели актуальных концентраций на основе подробной информации о режи-

мах выбросов (см., например, работу Стермана и др. (2000)) в течение суток, недели, месяца, сезона, года и метеорологической информации.

В настоящее время в большинстве городов автотранспорт вносит в загрязнение атмосферы основной вклад, характеризующийся ярко выраженным суточным, недельным, сезонным ходом. Поэтому для групп населения, связанных с использованием транспортных средств, на основании рассмотренного выше примера можно сделать вывод о возможности существенного превышения фактической среднегодовой внешней дозы загрязняющих веществ по сравнению с внешними дозами, рассчитанными без учета их миграции.

5. Заключение

Основной целью выполненного исследования являлась разработка простого и вместе с тем достаточно универсального формального аппарата, который позволил бы проводить расчеты индивидуальной и/или популяционной дозы (экспозиции) для неподвижного и перемещающегося реципиента и при этом в случае неподвижного реципиента обеспечивал бы „стыковку” с разработанной ранее моделью (Генихович и др., 1998). Как видно из представленных материалов, такая модель была успешно разработана. При этом выяснилось, что, как и следовало ожидать, при учете миграции населения для использования модели необходимо располагать статистической информацией о закономерностях такой миграции, которая в настоящее время в России, к сожалению, отсутствует. Это, конечно же, не является недостатком представленной модели, поскольку не препятствует ее использованию в тех случаях, когда такая информация имеется (например, при расчетах для городов Западной Европы или США).

Применительно к российским условиям важным является то, что в работе перечислен „минимальный набор” исходных данных, при наличии которых можно рассчитывать экспозицию с учетом миграции населения. Необходимость проведения соответствующих расчетов подтверждена полученной в данной работе оценкой величины возможного эффекта от учета миграции. Особенно важным такой учет представляется для тех групп населения, которые систематически перемещаются утром с окраин к центру города и вечером — обратно в „спальные районы”, а также для профессиональных водителей, значительную часть времени проводящих в „зонах повышенного загрязнения воздуха”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Берлянд М. Е., 1975. Современные проблемы атмосферной диффузии и загрязнения атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат. — 448 с.
3. Генихович Е. Л., Берлянд М. Е., Грачева И. Г. и др., 1998. Оперативная модель расчета концентраций, осредненных за длительный период. — Труды ГГО, вып. 549, с. 11—31.
4. Генихович Е. Л., Осипова Г. И., 1984. Определение коэффициента турбулентности по данным стандартных метеорологических наблюдений — Труды ГГО, вып. 479, с. 62—69.
4. Генихович Е. Л., Филатова Е. Н., 2002. Объединенная модель атмосферной диффузии от совокупности источников. — В сб.: Проблемы физики пограничного слоя атмосферы и загрязнения воздуха / Под ред. С. С. Чичерина. — СПб.: Гидрометеиздат, с. 58—75.
5. Киселев А. В., Фридман К. Б., 1997. Оценка риска здоровью. — СПб. — 104 с.
6. Куценко С. А., 2004. Основы токсикологии. — СПб. — 715 с.
7. Методика расчета концентраций в атмосферном воздухе вредных веществ, содержащихся в выбросах предприятий, 1987. ОНД-86 / Под ред. М. Е. Берлянда, Н. К. Гасилиной, Е. Л. Гениховича и др. — Л.: Гидрометеиздат. — 92 с.
8. Новиков С. М., Шашина Т. А., Абалкина И. Л., Скворцова Н. С., 2003. Риск воздействия химического загрязнения окружающей среды на здоровье населения. От оценки к практическим действиям / Под ред Ю. М. Рахманина. — М.: ИТ «АдамантЪ». — 81 с.
9. Самарский А. А., 1977. Теория разностных схем. — М.: Наука. — 656 с.
10. Стерман Л. С., Лавыгин В. М., Тишин С. Г., 2000. Тепловые и атомные электрические станции / Учебник для вузов. — М.: Изд-во МЭИ. — 406 с.
11. Филатова Е. Н., 2005. Моделирование загрязнения атмосферы по оперативным данным / Автореф. дисс. ... канд. физ.-мат.х наук. — СПб. — 18 с.
12. AirPEx, Air Pollution Exposure Model, 1997. Report No. 650010005. — National institute of public health and the environment Bilthoven, The Netherlands, Bilthoven.
13. Briggs, G. A., 1975. Plume rise predictions — Lectures on air pollution and environmental impact analyses / Ed. D. A. Haugen. — Boston, AMS, p. 59—111.
14. Genikhovich E. L., 1999. Double-flux description of the transport of passive scalars in the convective atmospheric boundary layer — Air pollution modelling and its application XIII / Ed. S.-E. Gryning, E. Batchvarova. — Kluwer Academic / Plenum Publishers, NY, p. 409—416.
15. Lamb, R. G., 1981. A scheme for simulating particles pair motions in turbulent fluid — *J. Comp. Physics*, **39**, p. 329—346.
16. Luhar A. K., Hibberd M. F. and Hurley P. J., 1996. Comparison of closure schemes used to specify the velocity PDF in Lagrangian stochastic dispersion models for convective conditions. — *Atm. Environ.*, **30**, 9, p. 1407—1418.
17. Moeng, C.-H., Wyngaard, J. C., 1984. Statistics of conservative scalars in the conservative boundary layer — *J. Atmos. Sci.*, **41**, p. 3161.

18. Kanaroglou P. S. et al., 2005. Establishing an air pollution monitoring network for intra-urban population exposure assesment: a location-allocation approach. — *Atm. Environ.*, **39**, p. 2399—2409.
19. Physics W. et al., 2006. Optimum exposure fields for epidemiology and health forecasting. — Proc. 28th NATO/CCMS International technical meeting on air pollution modelling and its application, May 15—19, 2006, Leipzig, Germany.
20. PROJECT CONDORS, 1986. Convective diffusion observed by remote sensors. Report N 7, July 1986. — NOAA. Boulder Atmospheric Observatory, p. 305.
21. Willis, G. E., Deardorff, J. W., 1981. A laboratory study of dispersion from a source in the middle of the convective mixed layer. — *Atm. Environ.*, **15**, p. 109—117.
22. Willis, G. E., Deardorf, J. W. 1976. A laboratory model of diffusion into the convective planetary boundary layer — *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, p. 427.
23. Wyngaard, J. C., Brost, R. A., 1984. Top-down and bottom-up diffusion of a scalar in the convective boundary layer — *J. Atm. Sci.*, **41**, p. 102.
24. Yordanov D., Syrakov D., Dyolov G., 1983. A barotropic planetary boundary layer. — *Boundary Layer Met.*, **25**, 4, p. 363—373.
25. Zilitinkevich S. S., 1989. Velocity profiles, the resistance law and the dissipation rate of mean flow kinetic energy in a neutrally and stably stratified planetary boundary layer. — *Boundary Layer Met.*, **46**, 4, p. 367—387.

УДК

ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИНДЕКСОВ, СВЯЗАННЫХ С ФЕНОМЕНОМ ЭЛЬ-НИНЬО В ПЕРИОД ПОТЕПЛЕНИЯ КЛИМАТА

О. М. Покровский

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

Изучаются тренды месячных значений температуры поверхности океана (ТПО) в тропической зоне Тихого океана. Рассмотрены области Niño1.2 и Niño3.4. Указанные тренды сопоставлялись с трендом индекса TNI (градиент ТПО между восточной и западной зоной), введенного Тренбертом. Изучение трендов ТПО обнаруживает изменение не только этих величин в восточной и западной зоне, но и их пространственного градиента. Это изменение последовало за началом глобального потепления, которое датируется серединой 70-х годов. Общая тенденция к увеличению давления на востоке и его уменьшения на западе создает основу для усиления восточного пассатного ветра и океанского течения в периоды между событиями Эль-Ниньо. В зоне Niño4 на западе несмотря на значительную изменчивость скорости и направления зонального ветра, наблюдается медленная тенденция перехода от западного к восточному направлению. Предлагается уточнение индекса TNI для описания изучаемого феномена с учетом постепенного смещения зоны Эль-Ниньо (максимальных амплитуд ТПО) на запад из Niño3.4 в Niño4.

OBSERVED CHANGES IN THE CLIMATE INDEXES RELATED TO THE EL-NIÑO PHENOMENON IN A PERIOD OF THE GLOBAL WARMING

O. M. Pokrovsky

Main Geophysical Observatory

The trends of monthly values of the sea surface temperature (SST) in the Pacific tropical belt (PTB) are explored. The Niño1.2 and Niño3.4 areas are considered. Mentioned trends were compared with the TNI (the trans

Nino index, introduced by Trenberth) trend. It was found changes in the SST trends both in the PTB western and in eastern parts as well as in its gradient. These changes are dated by a middle of seventies of last century when last global warming event had started. It was shown that the index based on the difference between the atmospheric pressure magnitudes in the Niño1.2 and Niño3.4 is more efficient in description of El-Niño phenomenon than conventional Southern Oscillation index. This index is more consistent with SST indexes and provides better agreement with atmospheric circulation regimes in tropical domain. There is a tendency in transition of the zonal wind from the western to eastern direction in the Niño4 range. Difference index in the Niño1.2 and Niño4 SST values is more coherent with wind field patterns than TNI because of westward shift of the Niño3.4 area. Therefore, it is recommended to modify TNI index due to slow westward shift of a zone of the SST maximum amplitude values.

Феномен Эль-Ниньо, связанный с экстремальными колебаниями температуры поверхности океана (ТПО) в тропической зоне Тихого океана и их влиянием на атмосферную циркуляцию, привлекает пристальное внимание климатологов. Ему и его последствиям в разных районах мира посвящено много публикаций (Груза и др., 1999; Гущина и др. 1998; Нестеров, 2000; Петросянц и Гущина, 2002; Семенов и др., 2001; Сидоренков, 1991; L'Heureux and Thompson, 2006; Guilderson and Schrag, 1998; Mokhov et al., 2004; Mokhov and Smirnov, 2006; Rasmusson and Carpenter, 1982; Smith and Reynolds, 2004; Trenberth, 1997; Trenberth and Stepaniak, 2001; Trenberth et al., 2002). Обзор таких исследований можно найти в работах Вязиловой (2005), Trenberth (1990), Trenberth and Hurrell (1994). Феномен Эль-Ниньо обычно рассматривается совместно со значительными отклонениями Южного колебания — разностью атмосферного давления на станциях, расположенных на востоке и западе тропической зоны Тихого океана: Дарвин и о. Таити. В целом этот феномен носит название Эль-Ниньо/Южное колебание (ЭНЮК).

Существует несколько вариантов описания механизма возникновения ЭНЮК. Традиционно считается (Rasmusson and Carpenter, 1982; Smith and Reynolds, 2004; Trenberth et al., 2002), что благодаря восточным пассатам происходит „нагон” с востока теплых вод в западный и центральный сектор тропиков и образование там „теплого тропическо-

го бассейна” (ТТБ). За этим периодически следует расширение площади ТТБ и его распространение на восток вплоть до берегов Южной Америки, в результате чего и формируется явление ЭНЮК. „Сгон” теплых вод с востока сопровождается подъемом глубинных холодных вод. Увеличение температурного градиента и градиента атмосферного давления в направлении восток—запад влечет за собой усиление конвекции на западе, ускорение циркуляции Уолкера (Bjerknes, 1969) и увеличение скорости ветра. Следует отметить, что с точки зрения теории глобального конвейерного течения (Broecker et al., 1985; Broecker, 1991) подъем глубинных океанических вод на востоке экваториальной зоны Тихого океана у побережья Перу и Чили может быть также связан с предполагаемым расположением там одной из восходящих ветвей этого течения.

Различаются две фазы Эль-Ниньо: положительная и отрицательная: Эль-Ниньо и Ла-Нинья (Bjerknes, 1969; Rasmusson and Carpenter, 1982). Эти фазы определяются аномалиями ТПО в четырех квадратах тропической зоны Тихого океана: Niño1, Niño2 (на востоке, у побережья Южной Америки: 0—10° ю. ш., 80—90° з.д.), Niño3 (в центральном секторе: 5° с. ш. — 5° ю. ш., 90—150° з. д.) и Niño4 (в западном секторе: 5° с. ш. — 5° ю. ш., 160° в. д. — 150° з. д.). Поскольку в ряде исследований было показано, что ключевая область изменчивости ТПО, связанная с ЭНЮК, находится западнее района Niño3, то в апреле 1996 г. к существующим индексам ТПО был добавлен новый индекс для экваториального района: Niño3.4, относящийся к центральному сектору: 5° с. ш. — 5° ю. ш., 120—170° з. д. События Эль-Ниньо и Ла-Нинья определяются, когда скользящие средние месячные значения аномалии ТПО в области Niño3.4 превышают определенные соответственно положительное и отрицательное пороговое значение (Rasmusson and Carpenter, 1982). Фазы Эль-Ниньо служат надежными сезонными предикторами характера доминирования погодных процессов во всем бассейне Тихого океана (Kalnay E. et al., 1996). Поэтому слежению за индексами Эль-Ниньо уделяется большое внимание в странах, расположенных на берегах Тихого океана.

В последние годы был получен ряд новых важных результатов, связанных с изучением данного феномена. Во-первых, были получены более точные оценки влияния Эль-Ниньо и его межгодовых колебаний на энергетику глобальной климатической системы в части, касающей-

ся энерго- и влагообмена между атмосферой, океаном и сушией (Trenberth and Stepaniak, 2003). Во-вторых, было выяснено влияние Эль-Ниньо на климатические изменения разных временных масштабов в других районах мира через его взаимосвязи с другими климатическими индексами (Северо-Атлантическое, Арктическое, Западно-Тихоокеанское и другие колебания) (Trenberth and Hurrell, 1994).

Эль-Ниньо оказывает существенное влияние на энергетику атмосферы посредством формирования циркуляции Уолкера, которая связывает область повышенного давления, существующую на востоке у берегов Южной Америки, с областью пониженного давления, доминирующую на западе тропической зоны Тихого океана. Пассатные ветры, дующие с востока на запад, вносят существенный вклад в формирование пассатного экваториального течения, имеющего аналогичное направление и являющегося частью глобального конвейерного течения в Мировом океане (Broecker, et al., 1985; Broecker, 1991). Это течение вносит значительный вклад в теплое течение Куроисио, идущее на север от экватора к берегам Юго-Восточной Азии и Австралийскому течению, направленному на юг. Центральный поток указанного течения питает Индонезийское течение, приходящее в Индийский океан и далее следующее к берегам Южной Америки, а затем и Северной Атлантики. Таким образом, неудивительно, что аномалии ТПО, наблюдаемые в зонах Niño1.2 и Niño3.4, оказывают влияние на климатические колебания далеко за пределами бассейна Тихого океана.

Известно, что глобальное потепление наиболее заметно проявляется в период начиная с середины 70-х годов (Jones, 1989). Наиболее активные фазы ЭНЮК приходятся также на этот период: 1982-83 и 1997-98 гг. Поэтому представляется важным рассмотреть эволюцию ЭНЮК с точки зрения изменений климатических тенденций. Цель данного исследования состоит в изучении медленных климатических изменений ТПО и связанных с ней полей атмосферного давления и ветра в тропической зоне Тихого океана. Сначала рассматриваются тренды средних месячных значений ТПО в различных секторах этой зоны, а также их градиенты за период начиная с конца 40-х годов. Далее изучаются климатические тренды Южного колебания и вводится альтернативный индекс для описания атмосферной циркуляции. В заключение обсуждаются климатические сдвиги в поле геопотенциала и скорости зонального ветра.

Тренды температуры поверхности океана

В работах L'Heureux and Thompson (2006) и Trenberth and Stepaniak (2001) было замечено, что характер развития Эль-Ниньо изменился после существенного климатического сдвига в характере атмосферной циркуляции в районе Тихого океана в зимний сезон 1976-77 г. До этого времени атмосферные процессы, определяемые изменением ТПО на востоке (Niño1.2), распространялись преимущественно в западном направлении. В этой связи в работе Guilderson and Schrag (1998) исследовалось шесть событий Эль-Ниньо в период с 1951 по 1972 г. В последующий период стали наблюдаться первичные возмущения атмосферных процессов в центральном секторе (Niño3.4) и их развитие в восточном направлении (Trenberth and Stepaniak, 2001).

Область Niño 3.4 центрирована по отношению к областям Niño3 и Niño4. В большинстве работ Эль-Ниньо — это явление в центральной части Тихого океана (в районе Niño3.4), характеризующееся положительным средним скользящим отклонением температуры поверхности океана от нормы на 0,5 °C и более в течение пяти последовательных месяцев. Ла-Нинья связывается с аналогичным отрицательным отклонением среднего значения ТПО. Ранее считалось, что именно в области Niño3.4 наблюдаются максимальные амплитуды колебаний ТПО. Поэтому в серии работ Тренберта и Степаниака (Trenberth and Stepaniak, 2001, 2003) для изучения влияния ЭНЮК на атмосферную циркуляцию было предложено использовать индекс TNI (Trans Niño Index), равный разности средних значений ТПО, полученных в восточном и центральном секторах тропиков (Niño1.2 и Niño3.4), в качестве альтернативы индексу ЮК. Авторы показали, что предложенный ими индекс более чувствителен к изменениям атмосферной циркуляции, которые зависят, прежде всего, от аномалий ТПО и их пространственного распределения.

Проведенный нами анализ полей аномалий ТПО, как полученных за отдельные годы, так и осредненных за несколько лет, показал, что, действительно, как это следовало из работ Trenberth (1997), Trenberth and Hurrell (1994), области максимальных колебаний ТПО сдвигались в западном направлении начиная с конца 70-х годов и достигли положения области Niño3.4. Более того, в начале этого века перемещение продолжилось и достигло области Niño4. Это видно из рис. 1, где пред-

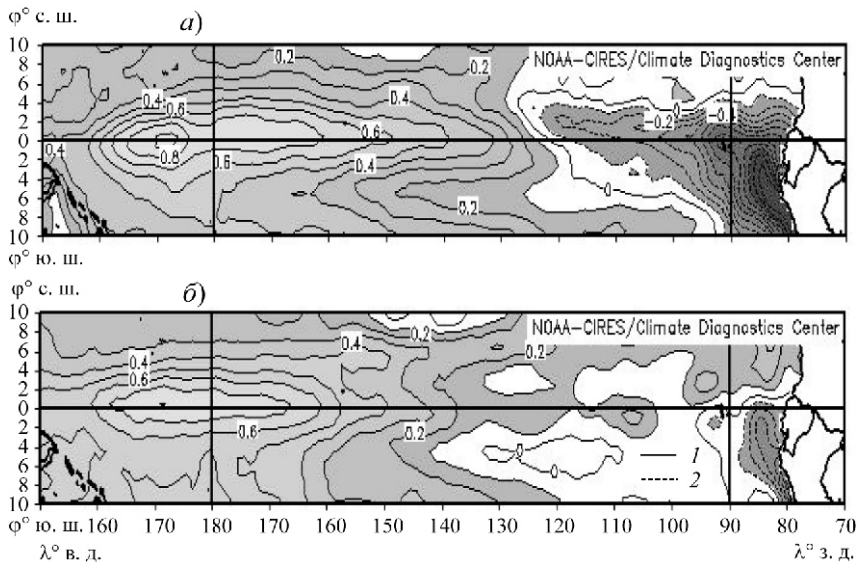


Рис. 1. Поле средних аномалий ТПО ($^{\circ}\text{C}$) за 2001—2005 гг. по отношению к климатическим нормам за 1971—2000 гг..

1 — положительные значения, 2 — отрицательные.

a — май—сентябрь, *б* — октябрь—апрель.

ставлены аномалии ТПО (по отношению к базе 1971—2000 гг.), осредненные за 2001—2005 гг. При этом использовались данные оптимальной интерполяции ТПО (Smith and Reynolds, 2004), представленные в ре-анализе NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996). Представленные поля показывают, что положительные аномалии ТПО как в первую, так и во вторую половину года преимущественно расположены на западе, в области Niño3.4, а отрицательные аномалии — на востоке, в области Niño1.2.

Для более полного представления межгодовой изменчивости ТПО в зонах Niño1 и Niño4 на рис. 2 представлены климатические ряды ТПО, относящиеся к летнему и зимнему месяцам года. Использовались данные CPC (Climate Prediction Center, США). На основе итерационной методики „сглаживания” климатических рядов (Покровский 2005а; 2005б) получен нелинейный тренд для каждого временного ряда. Наблюдается увеличение индекса Niño1 до конца 70-х годов, а за-

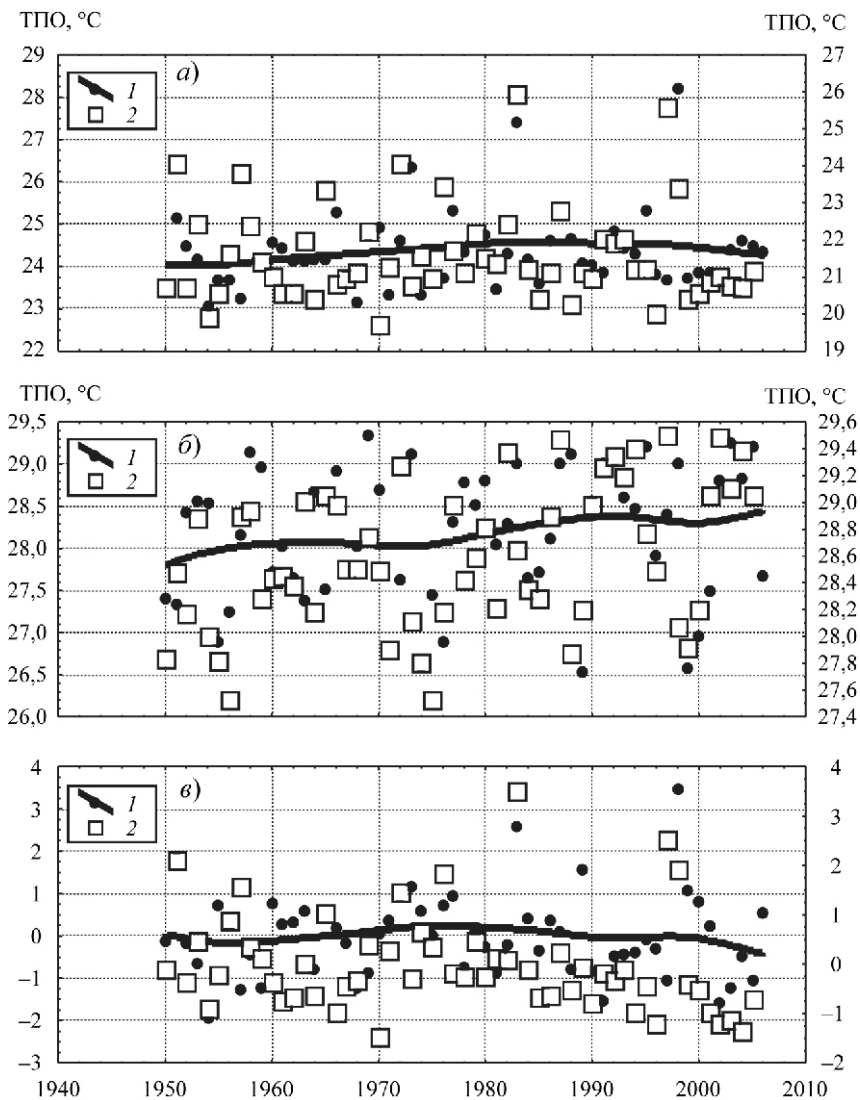


Рис. 2. Сглаженные ряды ТПО в областях $Ni\tilde{\nu}o1$, $Ni\tilde{\nu}o4$ (а, б) и нормированные разности $Ni\tilde{\nu}o1 - Ni\tilde{\nu}o4$ (в) в тропической зоне Тихого океана.

1 — январь (шкала слева), 2 — июль (шкала справа).

тем переход к монотонному убыванию ТПО в этой области, которое продолжается по настоящее время (см. рис. 2 а). Индекс Niño4 (см. рис. 2 б) возрастал на протяжении 50-х и 60-х годов, затем уменьшался в 70-е годы и снова начал возрастать в 80-е годы. Этот рост замедлился в середине 90-х годов, но продолжается по настоящее время.

По аналогии с упомянутым выше индексом TNI мы вычислили нормированный (на стандартные отклонения) индекс разности ТПО между Niño1 и Niño4. Для этого индекса также характерно монотонное поведение в десятилетних интервалах (см. рис. 2 в). Ряд январских значений индекса Niño1 – Niño4 возрастает до конца 70-х годов и убывает с начала 80-х годов по настоящее время. Июльские значения индекса Niño1 – Niño4 ведут себя сходным образом, но на протяжении первых тридцати лет сначала убывают, а затем возрастают. Тем не менее очевидно, что климатический порог 1976—1977 гг. существенно повлиял на характер поведения климатического ряда индекса Niño1 – Niño4.

До настоящего времени главным инструментом исследования климатических рядов служил метод линейного тренда. Поэтому мы также рассмотрели его эффективность при описании рядов индекса Niño1 – Niño4 (рис. 3). Известно, что один из главных недостатков линейного тренда связан с его зависимостью от границ временного интервала, на котором производится его расчет. Располагая данными сглаживания климатического ряда, представленного на рис. 2, мы получаем в свое распоряжение „подсказку” для выбора границ временного интервала, где наблюдается монотонное поведение климатического ряда. Линейный тренд, вычисленный на интервале 1950—2005 гг., (см. рис. 3 в) показывает нулевое значение для январских значений индекса Niño1 – Niño4 и отрицательное значение для его июльских значений. Однако из рис. 2 видно, что монотонность зависимости индекса Niño1 – Niño4 изменялась для обоих месяцев в конце 70-х годов. Поэтому мы построили графики трендов отдельно для периодов до 1980 г. и после него. В период до 1980 г. для январских значений индекса Niño1 – Niño4 характерен положительный тренд, для июльских — нулевой (см. рис. 3 а). Отметим, что последнее хорошо согласуется с характером изменения монотонности индекса в период до 1980 г. (см. рис. 3 в).

В период после 1980 г. (т. е. после начала глобального потепления) как январские, так и июльские значения индекса Niño1 – Niño4

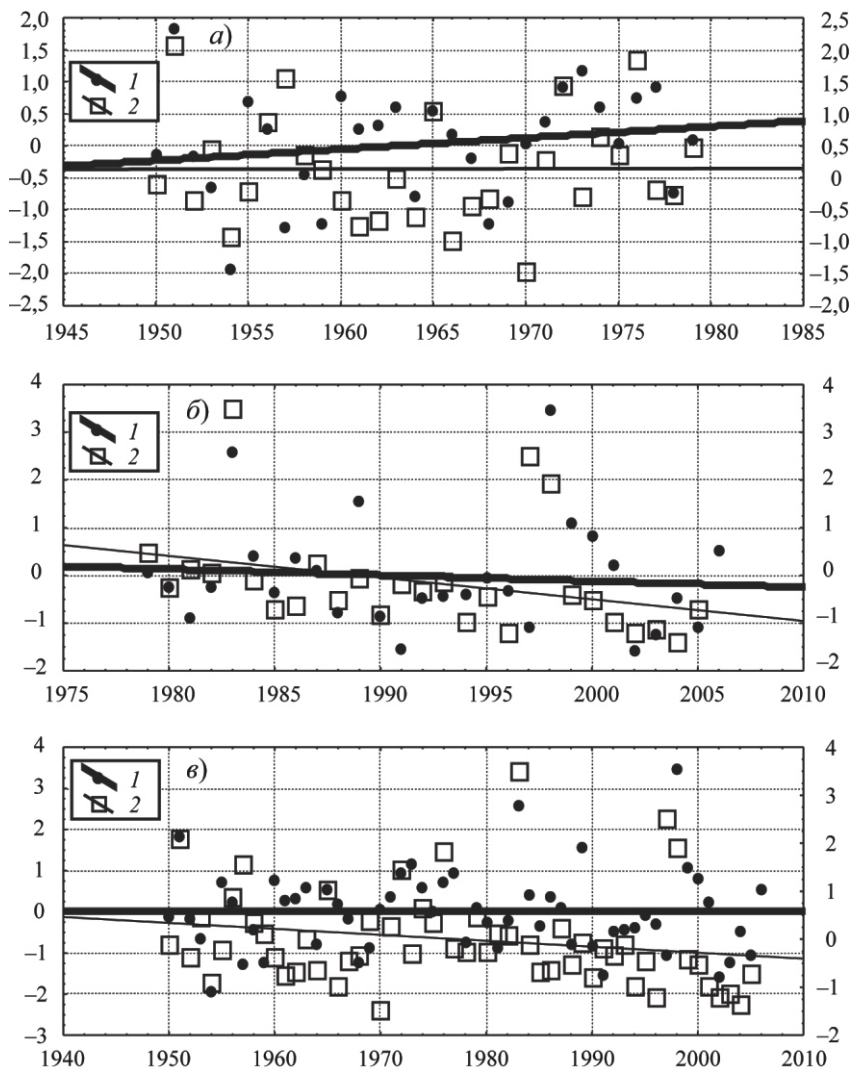


Рис. 3. Линейные тренды нормированной разности ТПО $Ni\tilde{n}o1 - Ni\tilde{n}o4$ в тропической зоне Тихого океана за разные периоды.

1 — январь (шкала слева), 2 — июль (шкала справа).

(см. рис. 3 б) демонстрируют отрицательный тренд. Это происходит несмотря на то, что в этот период наблюдались два самых значительных (за всю историю наблюдений) явления ЭНЮК: 1982-83 и 1997-98 гг. Отметим, что оба эти события оказывали влияние в сторону увеличения линейного тренда. Однако линейный тренд оставался отрицательным из-за общей климатической тенденции. Данные рис. 3 в позволяют лучше, чем исходные ряды Niño1 и Niño4 (см. рис. 3 а, б) видеть, что периоды до 1980 г. и после различаются также частотой и интенсивностью событий ЭНЮК. Действительно, число выбросов значений введенного нами индекса Niño1 – Niño4 до 1980 г. составляет около десяти как в июле, так и в январе. На нисходящей ветви графика на рис. 3 в обнаруживается в два раза меньше аномальных значений для июля, но примерно такое число для января. Однако, именно после 1980 г. по три экстремума оказались рекордными за полувековой период как в январе, так и в июле.

Таким образом, изучение трендов ТПО обнаруживает изменение не только этих величин в восточной и западной зонах, но и их пространственного градиента. Это изменение последовало за началом глобального потепления, которое датируется серединой 70-х годов. Очевидно, что климатические сдвиги ТПО и их пространственных градиентов в тропической зоне Тихого океана не могут не повлиять на изменения в атмосферных процессах. Сдвиг области максимальных амплитуд ТПО на запад от Niño3.4 к Niño4 при одновременном понижении ТПО на востоке у берегов Южной Америки в зоне апвеллинга Niño1.2 в начале нынешнего века указывает на возможность изменений частоты и интенсивности событий ЭНЮК. В период после 1980 г. наблюдались две наиболее активные фазы ЭНЮК за весь период наблюдений, а амплитуда колебаний ТПО во время других событий ЭНЮК в этот период заметно уменьшилась.

Аномалии и тренды атмосферного давления

Атмосферное давление и его колебания тесно связаны с изменениями ТПО в тропической зоне Тихого океана (Wang, 1995; Wyrтки 1975). Лучше всего эта связь обнаруживается при анализе значений индекса ЮК (SOI — Southern Oscillation Index). При этом положительным аномалиям поля ТПО соответствуют отрицательные аномалии поля атмосферного давления. Это хорошо видно из сопоставления рис. 4 и 1. При

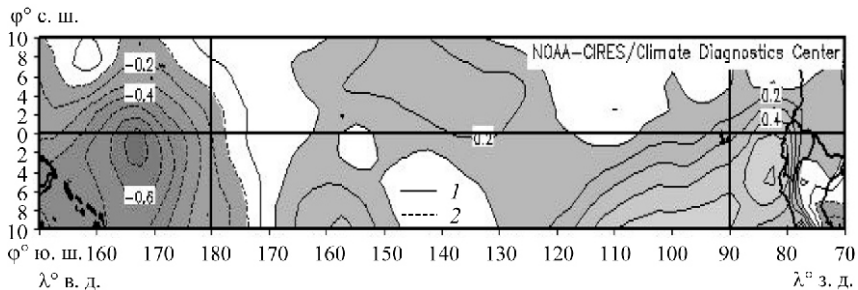


Рис. 4. Поле средних аномалий атмосферного давления (гПа) за ноябрь—апрель 2001—2006 гг. по отношению к климатическим нормам за 1971—2000 гг.

1 — положительные значения, 2 — отрицательные.

этом использовались данные реанализа NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996), представленные на сайте CDC (Climate Data Center, США). С начала нынешнего века наблюдается устойчивый градиент давления с максимумом на востоке и минимумом на западе, что соответствует нормальному режиму атмосферной циркуляции, обеспечивающей восточные пассаты как в атмосфере, так и на поверхности океана. Таким образом, происходит устойчивый „нагон” теплых вод для поддержания или расширения ТТБ на западе, что является необходимым условием для возникновения очередного события ЭНЮК.

Выше было показано, что после 1980 г. наблюдается климатическое потепление вод на западе в зоне Niño4 и похолодание на востоке у берегов Южной Америки в зоне Niño1. С учетом этого было бы целесообразно провести аналогичное исследование климатических рядов атмосферного давления на уровне моря. Поэтому нами были вычислены средние месячные значения аномалий давления относительно климатической базы 1971—2000 гг. в обеих зонах. Как и следовало ожидать, в области Niño1 ход атмосферного давления (рис. 5 а) противоположен по знаку ходу ТПО (см. рис. 2 а). В годы с Эль-Ниньо обнаруживаются минимальные значения давления, а в годы с Ла-Нинья — максимальные. Расчет тренда показывает общую тенденцию к росту атмосферного давления (см. рис. 5 а) в области Niño1 после 1980 г. Расчет линейного тренда демонстрирует падение давления в период 1950—1980 гг. и его рост в период 1980—2005 гг.

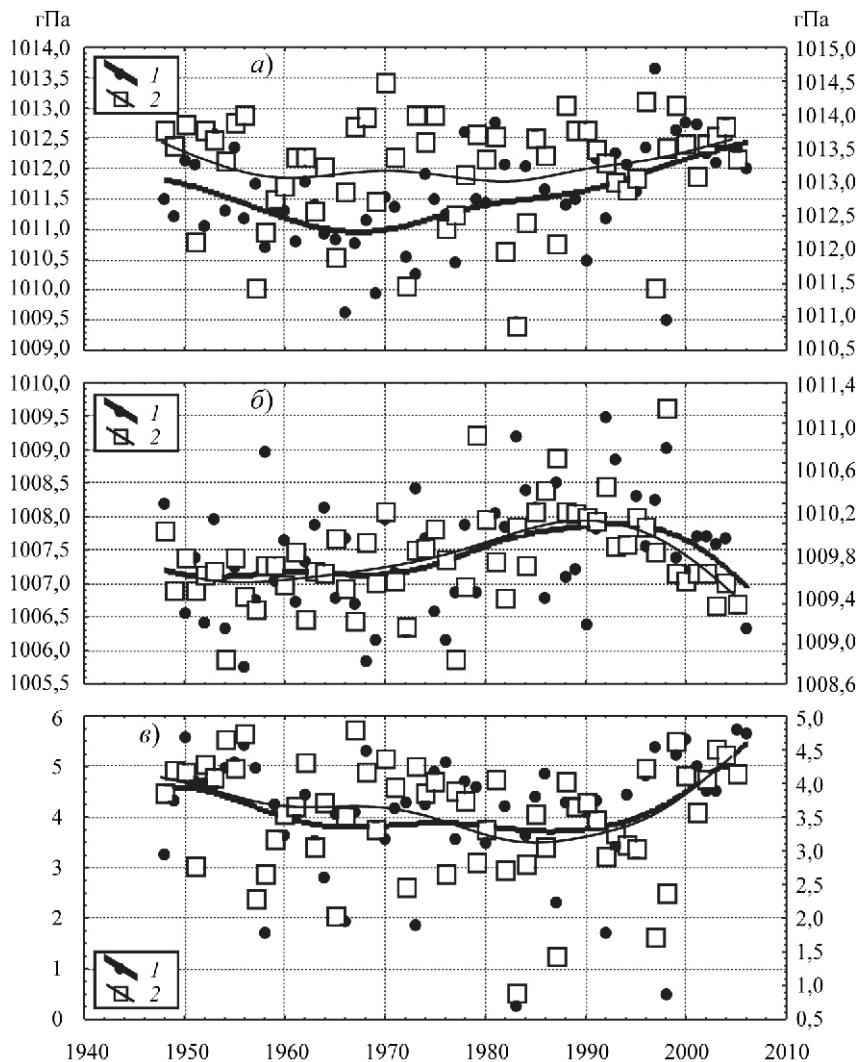


Рис. 5. Сглаженные ряды атмосферного давления на уровне моря (гПа) в областях Niño1 – Niño4 (а), Niño4 (б) и их разности Niño1 – Niño4 (в) в тропической зоне Тихого океана.

1 — январь (шкала слева), 2 — июль (шкала справа).

В области Niño4 обнаруживается обратная картина. Здесь ход атмосферного давления (см. рис. 5 б) совпадает по знаку с ходом ТПО (см. рис. 2 а). В годы с Эль-Ниньо обнаруживаются максимальные значения давления, а в годы с Ла-Нинья — минимальные. такая же тенденция характерна и для трендов. В период 1950—1989 гг. наблюдается рост атмосферного давления, а в период 1990—2005 гг. — падение. Следует отметить, что поведение рядов атмосферного давления в январе и июле имеет одинаковую тенденцию как в области Niño1, так и в области Niño4.

Как и в случае с ТПО, введем в рассмотрение индекс разности значений атмосферного давления, полученных в областях Niño1 и Niño4. Этот индекс является аналогом индекса ЮК, но более чувствителен к изменениям ТПО, поскольку относится к районам океана, где происходят наиболее заметные колебания ТПО. Для графика индекса разности давления Niño1 – Niño 4 (см. рис. 5 в) характерна U-образная форма с единственным минимумом, относящимся к середине 80-х годов. С начала 50-х до середины 80-х годов наблюдается убывание значений индекса, а затем — возрастание, которое продолжается и поныне. К настоящему времени достигнут абсолютный максимум значений индекса за весь рассматриваемый период наблюдений ввиду того, что рост индекса в последние два десятилетия был значительно более интенсивным, чем его убывание в течение 50—80-х годов.

Напомним, что в случае аналогичного индекса ТПО максимум приходился на начало 80-х годов (см. рис. 2 в). Таким образом, тенденции атмосферного давления также изменились, но с запаздыванием примерно на 5 лет по отношению к соответствующему изменению тренда индекса ТПО. В целом, индексы разностей значений ТПО и атмосферного давления для зон Niño1 и Niño4 ведут себя согласованным образом. Это становится еще более очевидным, если мы рассмотрим тренды климатических рядов значений индекса ЮК (рис. 6). Тренд для ряда январских значений индекса ЮК убывает до начала 90-х годов и затем возрастает до настоящего времени (см. рис. 6 а). Тренд июльского ряда имеет два минимума в середине 60-х и 90-х годов. В течение последних десяти лет этот тренд близок к нулю. Тренды осенних и весенних рядов индекса ЮК (см. рис. 6 б) имеют минимум в начале 90-х годов, после которого наблюдается возрастание значений. Таким образом, для индекса ЮК в целом характерна та же тенденция, что и

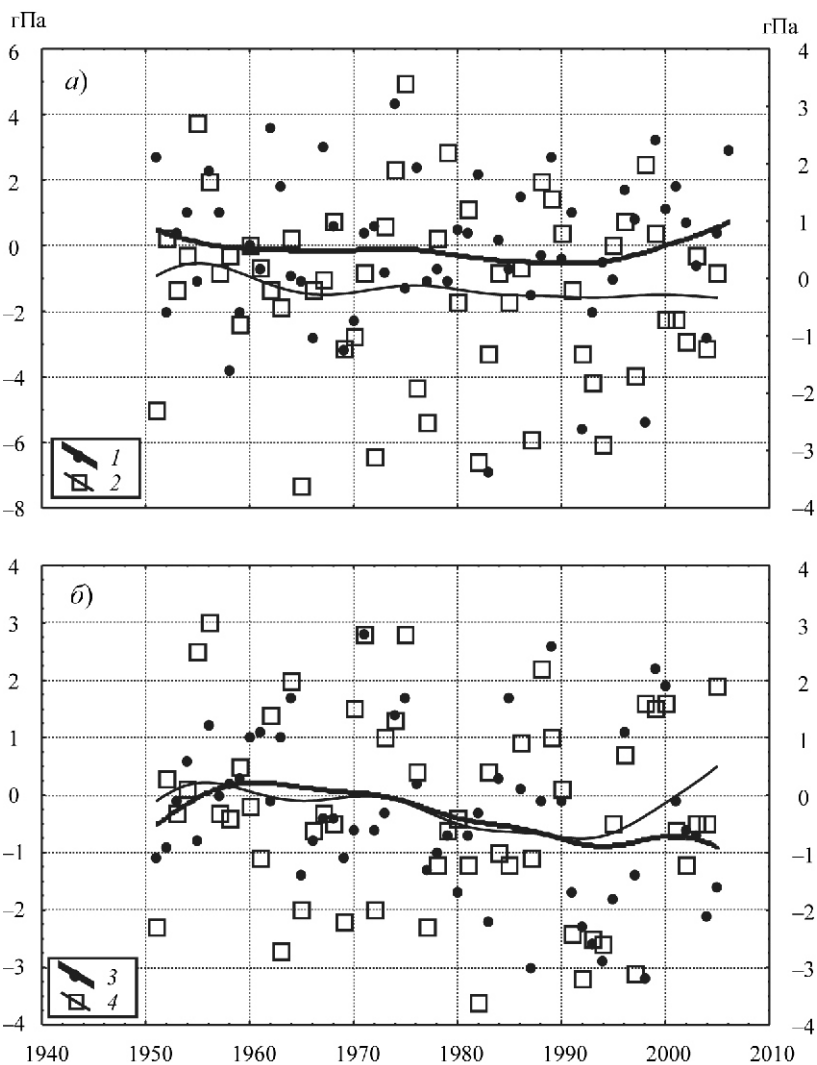


Рис. 6. Сглаженные ряды Южного колебания (разность давления о. Таити — Дарвин).

a) зима, лето, *б)* весна, осень.

1 — январь (шкала слева), *2* — июль (шкала справа), *3* — апрель (шкала слева), *4* — ноябрь (шкала справа).

для индекса разности давления $Ni\tilde{n}o1 - Ni\tilde{n}o4$ (см. рис. 5 в). Однако статистическая связь аномалий ТПО с приземным давлением лучше прослеживается посредством индекса разности давления $Ni\tilde{n}o1 - Ni\tilde{n}o4$.

Следовательно, индекс разности давления $Ni\tilde{n}o1 - Ni\tilde{n}o4$ не только лучше характеризует атмосферную циркуляцию, но и лучше согласуется с индексами ТПО, рассмотренными в предыдущем параграфе. Общая тенденция к увеличению давления на востоке и его уменьшению на западе создает основу для усиления восточного пассатного ветра и океанского течения в периоды между событиями ЭНЮК. Это обстоятельство, в свою очередь, позволяет на большее время „консервировать” локализацию ТТБ на западе, что увеличивает время между соседними событиями ЭНЮК значительной интенсивности.

Тренды зонального ветра

Влияние восточных пассатов на формирование ТТБ является общепризнанным механизмом, предшествующим развитию теплой фазы ЭНЮК. В периоды кульминации Эль-Ниньо зональный ветер в центральной части Тихого океана меняет направление с восточного на западное. Изменение направления ветра связано с тем, что в центре и на востоке заметно повышается ТПО и падает атмосферное давление. Это приводит к распространению теплого влажного воздуха на территорию юга Северной Америки и севера Южной Америки. В период Ла-Нинья (холодной фазы ЭНЮК) ТПО понижается на востоке тропической зоны Тихого океана, что влечет за собой постепенную перемену направления ветра. Таким образом, переход от одной фазы к другой приводит к переменам в направлении зонального ветра, который влияет на течение поверхностных вод океана. Возникает вопрос о том, какова же общая тенденция изменений зонального ветра на фоне указанных фазовых переходов.

Для того чтобы ответить на этот вопрос, авторы провели расчеты месячных значений зонального ветра, средних по зонам $Ni\tilde{n}o1.2$ и $Ni\tilde{n}o4$. Затем были построены климатические ряды и вычислены соответствующие тренды (рис. 7). Отметим, что отрицательные значения скорости зонального ветра, как обычно, соответствуют восточному направлению, а положительные — западному. Оказалось, что в зоне $Ni\tilde{n}o1.2$ преобладает восточный ветер (см. рис. 7 а), а в зоне $Ni\tilde{n}o4$ наблюдается переменное направление ветра (см. рис. 7 б).

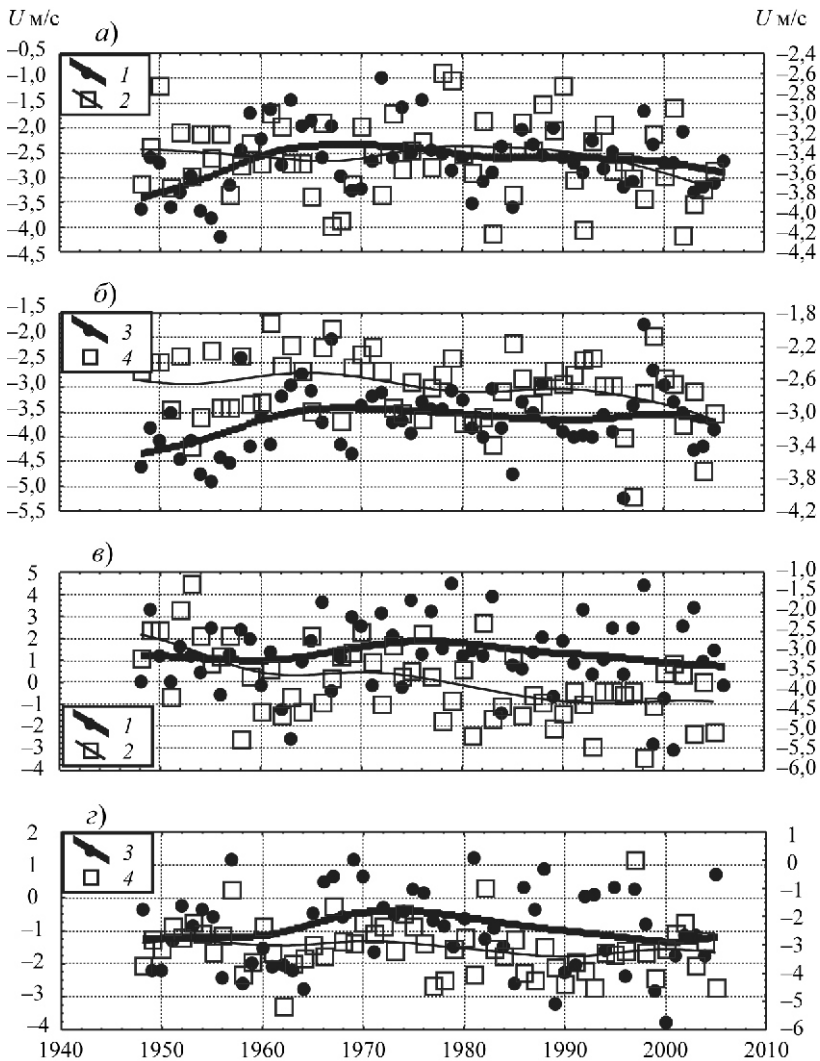


Рис. 7. Сглаженные ряды скорости зонального ветра в областях Niño1 (а, б) и Niño4 (в, г) .

1 — январь (шкала слева), 2 — июль (шкала справа), 3 — апрель (шкала слева), 4 — ноябрь (шкала справа).

В январе восточный ветер в зоне Niño1.2 имеет тенденцию к ослаблению в период с начала 50-х до середины 60-х годов. Затем он снова медленно усиливается до настоящего времени. Июльские значения скорости восточного зонального ветра имеют общую тенденцию к возрастанию с ускорением этого процесса после 1990 г. В октябре (см. рис. 7 б) наблюдается монотонное возрастание восточного ветра в зоне Niño1.2. Весной тенденции изменения зонального ветра (см. рис. 7 б) сходны с аналогичными трендами для января. В целом в зоне Niño1.2 доминирует восточное направление ветра с тенденцией увеличения его скорости.

В зоне Niño4 структура зонального ветра более изменчива (см. рис. 7 в, г). Здесь ветер часто меняет не только направление, но и скорость. Несмотря на это в январе наблюдается общая тенденция к сохранению западного направления (см. рис. 7 в). В противоположность этому в июле обнаруживается очевидный отрицательный тренд зонального ветра, который обуславливает переход с преимущественно западного направления на восточное с постепенным увеличением скорости ветра. В апреле обнаруживается тенденция ослабления скорости ветра до середины 70-х годов, а затем возвращение к значениям, наблюдавшимся в начале 50-х годов (см. рис. 7 г). Осенью в зоне Niño4 наблюдается преимущественно восточный ветер, исключение составляют ЭНЮК начала 80-х и конца 90-х годов. В целом в зоне Niño4, несмотря на значительную изменчивость скорости и направления зонального ветра, наблюдается медленная тенденция перехода от западного направления к восточному.

Заключение

Подводя итоги изучения трендов климатических рядов в зонах Niño1.2 и Niño4, можно сделать некоторые заключения. Постепенное понижение ТПО и рост атмосферного давления в зоне Niño1.2 и одновременное повышение ТПО и падение атмосферного давления в зоне Niño4 обуславливают медленную тенденцию к усилению восточного ветра в тропической зоне Тихого океана в периоды между ЭНЮК. Данное заключение подтверждается представленным выше независимым анализом климатических рядов скорости зонального ветра. В свою очередь, увеличение скорости восточных ветров, с одной стороны, ведет к

усилению нагонного механизма „теплых вод” в ТТБ, который расположен на западе, а с другой стороны, способствует удерживанию ТТБ в месте его локализации на более продолжительный срок. Последнее обстоятельство способствует возникновению более интенсивных событий ЭНЮК. Указанное изменение нагонного механизма может объяснить тот факт, что именно в период после середины 70-х годов произошли два наиболее значительных события ЭНЮК.

Наши исследования показали, что можно уточнить предложенный ранее индекс TNI для описания ЭНЮК с учетом постепенного смещения зоны Эль-Ниньо (максимальных амплитуд ТПО) на запад — из Niño3.4 в Niño4. Кроме того, мы предлагаем ввести в рассмотрение более эффективный (по сравнению с ЮК) индекс для градиента атмосферного давления для описания атмосферной циркуляции в тропической зоне Тихого океана с учетом климатических изменений, произошедших за последние два десятилетия. Индекс разности атмосферного давления Niño1 – Niño4 статистически значимо согласуется с аналогичным индексом разности ТПО.

Потепление поверхностных вод на западе и похолодание на востоке, а также смещение на запад области максимальных амплитуд ТПО будут способствовать усилению пассатного ветра и океанического течения, расширению ТТБ, увеличению времени удержания ТТБ на западе и, следовательно, повышению интенсивности активных фаз ЭНЮК.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вязилова Н. А., 2005. Эль-Ниньо — Южное колебание: Методика определения. Особенности развития. — Электронный журнал „Новости ЕСИМО”, вып. 24.
2. Груза Г. В., Ранькова Э. Я., Клещенко Л. К., Аристова Л. Н., 1999. О связи климатических аномалий на территории России с явлением Эль-Ниньо — Южное колебание. — Метеорология и гидрология, № 5, с. 32—51.
3. Гущина Д. Ю., Петросянц М. А., 1998. О связи температуры поверхности экваториальной части Тихого океана с циркуляцией скорости ветра в центрах действия атмосферы. — Метеорология и гидрология, № 12, с. 5—22.
4. Нестеров Е. С., 2000. Изменчивость характеристик атмосферы и океана в атлантико-европейском регионе в годы событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья. — Метеорология и гидрология, № 8, с. 74—83.
5. Петросянц М. А., Гущина Д. Ю., 2002. Об определении явлений Эль-Ниньо и Ла-Нинья. — Метеорология и гидрология, № 8, с. 24—35.

6. Покровский О. М., 2005а. Температура поверхности океана как индикатор естественных колебаний климата в умеренных и высоких широтах северного полушария. — Исследования Земли из космоса, № 6, с. 3—13.
7. Покровский О. М., 2005б. Измерения температуры поверхности океана в Северной Атлантике и колебания климата Европы. — Исследования Земли из космоса, № 4, с. 24—34.
8. Семенов Е. К., Соколихина Е. В., Соколихина Н. Н., 2001. Влияние тропического циклогенеза и экваториальной зоны западных ветров на развитие аномалии температуры поверхностных вод экваториальной части Тихого океана. — Метеорология и гидрология, № 12, с. 24—30.
9. Сидоренков Н. С., 1991. Характеристики явления Южное колебание — Эль-Ниньо. — Труды Гидрометцентра СССР, вып. 316, с. 31—44.
10. Bjerknes J., 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. — *Mon. Wea. Rev.*, V. 97, p. 163—172.
11. Broecker, W. S., Peteet, D. M., and Rind, D., 1985. Does the ocean—atmosphere system have more than one stable mode of operation? — *Nature*, V. 315, p. 21—26.
12. Broecker, W. S., 1991. The great ocean conveyor. — *Oceanography*, V. 4, p. 79—89.
13. Jones, P. D., 1989. The influence of ENSO on global temperatures. — *Climate Monit.*, V. 17, p. 80—89.
14. L'Heureux M. L. and D. W. J. Thompson, 2006. Observed relationships between the El Niño—Southern Oscillation and the Extratropical Zonal-Mean Circulation. — *J. Climate*, V. 19, p. 276—287.
15. Guilderson, T. P., and D. P. Schrag, 1998. Abrupt shift in subsurface temperatures in the tropical Pacific associated with changes in El Niño. — *Science*, V. 281, p. 240—243.
16. Kalnay E., et al., 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. — *Bull. Amer. Met. Soc.*, V. 77, p. 437—471.
17. Mokhov I. I., D. V. Khvorostyanov, and A. V. Eliseev, 2004. Decadal and longer term changes in El Niño—Southern Oscillation characteristics. — *Int. J. Clim.*, V. 24, p. 401.
18. Mokhov I. I., and D. A. Smirnov, 2006. El Niño—Southern Oscillation drives North Atlantic Oscillation as revealed with nonlinear techniques from climatic indices. — *Geoph. Res. Lett.*, V. 1.
19. Rasmusson, E. M., and T. H. Carpenter, 1982: Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. — *Mon. Wea. Rev.*, V. 110, p. 354—384.
20. Smith, T. M., and R. W. Reynolds, 2004. Improved Extended Reconstruction of SST (1854—1997). — *J. Climate*, V. 17, p. 2466—2477.
21. Trenberth, K. E., 1990. Recent observed interdecadal climate changes in the Northern Hemisphere. — *Bull. Amer. Met. Soc.*, V. 71, p. 988—993.
22. Trenberth, K. E., 1997. The definition of El Niño. — *Bull. Amer. Met. Soc.*, V. 78, p. 2771—2777.
23. Trenberth, K. E., and J. W. Hurrell, 1994. Decadal atmosphere—ocean variations in the Pacific. — *Climate Dyn.*, V. 9, p. 303—319.

24. Trenberth, K. E., and D. P. Stepaniak, 2001. Indices of El Niño evolution. — *J. Climate*, V. 14, p. 1697—1701.
25. Trenberth, K. E., J. M. Caron, D. P. Stepaniak, and S. Worley, 2002. The evolution of ENSO and global atmospheric surface temperatures. — *J. Geophys. Res.*, V. 107, D8, p.10.1029/2000JD000298.
26. Trenberth, K. E., and D. P. Stepaniak, 2003. Co-variability of components of poleward atmospheric energy transports on seasonal and interannual timescales. — *J. Climate*, V. 16, p. 3690—3704.
27. Wang, B., 1995. Interdecadal changes in El Niño onset in the last four decades. — *J. Climate*, V. 8, p. 267—285.
28. Wyrtki K., 1975. El-Niño — The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmosphere forcing. — *J. Phys. Oceanography*, V. 5, No. 4, p. 572—584.

МЕТОД НЕПРЕРЫВНОГО УСВОЕНИЯ АКТИНОМЕТРИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

О. М. Покровский, Е. Л. Махоткина

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

Разработан и апробирован общий метод усвоения информации о компонентах радиационного и теплового баланса, характеризующих энерго— и влагообмен у поверхности суши. Метод основан на биортогональном представлении поля рассматриваемого элемента в виде линейной комбинации произведений пространственных гармоник и временных мод. Пространственные гармоники получены на основе анализа эмпирических ортогональных функций, а временные моды — по результатам фаззи-анализа дневного хода изучаемого параметра. Рассмотрено применение этого метода к задаче усвоения суммарной радиации (СР), получаемой на актинометрической сети Росгидромета. Благодаря представлению полей СР в режиме реального времени данная схема усвоения совместима с численными моделями прогноза погоды и климата.

A TECHNIQUE FOR CONTINUOUSE ASSIMILATION OF RADIOMETRIC DATE

O. M. Pokrovsky, E. L. Makhotkina

Main Geophysical Observatory

A general approach for the continuouse assimilation of parameter data relate to energy and water exchange processes at the land surface has been developed. An assimilation technique is based on biorthogonal expansion of geophysical field into linear combination of products of the spatial harmonics and temporal modes. The spatial harmonics are the set of the empirical orthogonal function (EOF) and temporal modes — fuzzy set components of the diurnal cycle analysis. This method was applied for continuouse assimilation of land surfaced hourly radiometric data (downward solar fluxes) at Russian network. Developed assimilation technique is compatible with general circulation models because of solar flux field representation at the spatial and temporal grids.

Методы непрерывного усвоения данных наблюдений в моделях численного прогноза различной заблаговременности интенсивно и успешно развиваются уже более двадцати лет (Покровский, 1974, 1974а; 1975). К настоящему времени наиболее проработаны вопросы усвоения данных спутниковых наблюдений таких параметров, как температура и влажность воздуха, геопотенциал, компоненты скорости ветра. Успехи в этой области исследований привели к тому, что относительный вклад данных дистанционного зондирования атмосферы в результаты численного прогноза погоды возрос с нескольких процентов в семидесятые годы (Белявский, 1983; Денисов, 1980) до более чем 50 % в девяностые годы XX века (Покровский, 2001; Pokrovsky, 1998).

В наше время схемы четырехмерного усвоения все шире используются для изучения достаточно сложных и изменчивых во времени процессов, происходящих на поверхности суши и океана. Это обусловлено двумя важными обстоятельствами. Во-первых, все физические величины, описывающие в численных моделях прогноза погоды и климата процессы энерго- и влагообмена поверхности суши с атмосферой, вычисляются внутри моделей с помощью специальных схем параметризации (Шнееров и др., 1997). При этом целый ряд исследований по валидации соответствующих блоков параметризации численных моделей показал, что имеются весьма существенные (достигающие 100 %) расхождения между данными натурных экспериментов или сетевых наблюдений и результатами модельных расчетов радиационных и тепловых потоков (Betts, 1993; Garratt, 1993; Viterbo, 1995; Wild, 1995). Во-вторых, данные наземных и спутниковых наблюдений компонентов радиационного и теплового баланса дают более точные оценки этих величин, чем данные, полученные внутри моделей (Покровский и др., 1999, 2001). В связи с этим данные наблюдений потенциально значимы для повышения надежности численных методов прогноза погоды и климата. Данные актинометрических наблюдений, как наземные, так и спутниковые, пока недоступны в оперативном режиме, хотя существует рекомендация ВМО о включении наземных актинометрических данных в телеграммы кода SINOP. За рубежом разработки, обеспечивающие решение указанной задачи, начаты для всей совокупности параметров, описывающих энерго- и влагообмен поверхности суши и атмосферы (см. обзор в работе Douville (1998)). Проведенные нами исследо-

вания касаются некоторых компонентов радиационного и теплового баланса (Pokrovsky, 1998, 2000, 2001).

Настоящее исследование посвящено описанию схемы пространственно-временного усвоения получаемой на наземной сети станций информации о суммарной солнечной радиации (СР). Первый параграф содержит общее описание метода. Метод получения мод, описывающих суточный ход суммарной радиации, представлен во втором параграфе. Третий параграф содержит описание соответствующих пространственных эмпирических ортогональных функций (ЭОФ), в четвертом приводятся примеры численного анализа полей суммарной радиации на территории России.

1. Описание метода

При решении задач усвоения спутниковой информации широкое распространение получила методика четырехмерного анализа, основанная на применении фильтра Калмана (Покровский, 1975, 1984). В этом случае наряду с уравнением, описывающим систему наблюдений, необходимо задавать прогностическое уравнение, используемое в численной модели. Это прогностическое уравнение представляет собой дифференциальное уравнение, описывающее эволюцию во времени поля метеорологического элемента, для которого осуществляется усвоение поступающей от системы наблюдений информации. Такие уравнения нетрудно получить для метеорологических параметров (температуры, давления, геопотенциала, компонентов скорости ветра и др.) в свободной атмосфере, но для большинства параметров, описывающих энергетику в системе поверхность суши — атмосфера, можно получить лишь диагностические, но не прогностические уравнения. Статистический метод описания суточного хода и межсуточной изменчивости отдельных метеорологических параметров у поверхности суши был предложен ранее (Покровский, 1999а). Исследования показали, что указанный метод может быть с успехом применен и для описания временной эволюции составляющих радиационного и теплового баланса (Pokrovsky, 2000, 2001). В основу предлагаемого подхода положен ранее разработанный метод спектрального анализа (Покровский, 1984), суть которого заключается в биортогональном представлении пространственно-временной зависимости рассматриваемого элемента в виде

линейной комбинации произведения соответствующих временных мод и пространственных гармоник. Связь такого подхода с фильтрацией Калмана была проанализирована в работе О. М. Покровского (1975).

Остановимся подробнее на описании предлагаемого метода. Схема усвоения информации имеет временное разрешение от одного часа и выше, а пространственное разрешение составляет 1° по широте и долготе. Временной масштаб усвоения составляет одни сутки и более.

Будем считать, что измеренные значения геофизического параметра $z(t, x)$ являются случайными функциями временной t и пространственных x координат. Наблюдаемые значения $z(t, x)$ равны сумме истинного значения параметра $z^{(r)}(t, x)$ и ошибки наблюдений $e(t, x)$. Для геофизического параметра $z(t, x)$ предположим наличие пространственной корреляции для характеристик $z_i^{(r)}$ (i — индекс пространственной координаты), отсутствие систематической ошибки наблюдений, корреляций между ошибкой наблюдений e_i и параметром $z(t, x)$, отсутствие зависимости ошибки наблюдений от координат t и x , существование ковариаций $\overset{2}{\langle z_i z_j \rangle}_{x_i x_j}$ и стандартного отклонения ошибки $\overset{2}{e}$. Перечисленные допущения могут быть описаны следующей системой уравнений:

$$\begin{aligned} z_i &= z_i^{(r)} + e, \\ \langle z_i z_j \rangle &= \overset{2}{\langle z_i z_j \rangle}_{x_i x_j}, \\ \langle z_i e_i \rangle &= 0, \\ \langle e_i \rangle &= 0, \\ \langle e_i e_j \rangle &= \overset{2}{e} \overset{2}{e_{ij}}. \end{aligned} \tag{1}$$

Проблема оценивания формулируется для аномалий характеристик геофизических параметров $z = z - \bar{z}$, т. е. отклонений z от соответствующих средних значений, полученных в результате временного усреднения и пространственного сглаживания. Далее будут рассматриваться только упомянутые отклонения z , которые в дальнейшем обозначены z .

В монографии О. М. Покровского (1984) предложено представлять пространственно-временную зависимость рассматриваемого элемента в виде

$$z(t_j, x_i) = c_k(t_j) f_k(x_i) e(t_j, x_i), \quad (2)$$

где $f_k(x_i)$ — пространственная ЭОФ; $c_k(t_j)$ — оцениваемый коэффициент, зависящий как от номера ЭОФ, так и от временной координаты (обычно называется k -м главным компонентом (Покровский 1999)).

Совокупность определяемых в (2) коэффициентов $c_k(t_j)$ может быть, в свою очередь, представлена в виде линейной комбинации известных функций:

$$c_k(t_j) = \sum_l c_k^l g_l(t_j - t_0), \quad \{g_l(t)\}_l^m, \quad (3)$$

где для начала местных суток в точке (пункте наблюдений или узле сети), имеющей долготу λ , использовано обозначение $t_0(\lambda) = \bar{t}(\lambda) - 12$, где $\bar{t}(\lambda)$ — истинный полдень (часы, гринвичское время).

Временные базисные функции g описывают суточный ход СР и его изменчивость, обусловленную влиянием облачности. В работах О. М. Покровского (Покровский, 1999; Pokrovsky, 1998; Pokrovsky, 2000) продемонстрирована эффективность использования классификации суточного хода СР, выполненной с применением фаззи-анализа, и показано, что в качестве базисных функций g можно использовать наборы „центральных точек” соответствующих фаззимножеств, что обеспечивает значительно лучшую аппроксимацию временного хода СР, чем метод разложения по ЭОФ. Этот вывод объясняется тем, что точки в многомерном фазовом пространстве, соответствующие данным наблюдений СР, образуют связанные, но легко разделяемые множества точек.

Отметим, что благодаря интерполяции ЭОФ, имеющих меньшую, чем исходные поля радиации изменчивость, удалось получать поля, в которых подавлен „шумовой компонент”, — поля первых ЭОФ оказываются значительно более гладкими, чем поля радиации. Следует иметь в виду, что задача интерполяции по неравномерной сети станций является плохо обусловленной в смысле ее численной реализации, что может приводить к генерации значительных погрешностей. Координа-

ты $\{x_i\}$ описывают точки нерегулярной сетки, в которых заданы величины измеренных геофизических параметров. Отметим, что разложение (2) не предполагает обязательной ортогональности $f_k(x_i)$ или векторов $c_k(t_j)$ по одному из индексов. В дальнейшем свойства ортогональности нигде не используются.

Существуют две версии метода спектрального анализа (СА). Первый вариант предполагает интерполяцию пространственных ЭОФ в узлы регулярной сетки x_i , т. е. в точки, для которых значения исследуемого параметра рассчитываются. Второй вариант метода основан на аппроксимации ЭОФ линейной комбинацией подходящих аналитических функций $P_l(x_i)$ (полиномов, сплайнов, тригонометрических функций и т. п.). В этом случае биортогональное разложение (2) может быть записано в виде

$$z(t_j, x_i) = \sum_k d_l^j(t_j) P_l(x_i) e(t_j, x_i), \quad (4)$$

где

$$d_l^j(t_j) = \sum_k b_{kl} c_k(t_j).$$

Принципиальных различий между формулами (2) и (4) не существует. В обоих случаях оценивается совокупность коэффициентов спектрального разложения $\mathbf{C} = \{c_k(t_j)\}$ $\{c_k^l\}$ или $\mathbf{B} = \{b_{kl}\}$, поэтому без потери общности ниже будет рассматриваться только версия, основанная на представлении (2).

Задача СА заключается в том, чтобы на основе совокупности данных наблюдений $z(t_j, x_i)$, полученных в нерегулярно расположенных точках (t_j, x_i) , произвести с учетом основного соотношения (2) оценку набора неизвестных коэффициентов $\{c_k^k\}$, входящих в формулу (3). Можно отметить, что формула (2) описывает обратную задачу восстановления пространственно-временного поля геофизического параметра в узлах регулярной сетки по данным измерений, выполненных в отдельных точках в отдельные моменты времени. Такой задаче присущи все известные свойства плохо обусловленных обратных задач, поэтому для ее решения был использован метод статистической регуляризации (Покровский, 1984).

Выражение (2) в матричной форме имеет вид

$$\mathbf{Z} = \mathbf{F} \mathbf{C} + \mathbf{e}. \quad (5)$$

Введем обозначения для следующих ковариационных матриц:

$$\mathbf{K}_z = \{ z_{ij}^2 \}_{ij},$$

$$\mathbf{K}_e = \{ e_{ij}^2 \}_{ij},$$

$$i, j = 1, \dots, N.$$

Система линейных уравнений (5) относительно неизвестных коэффициентов c_k^j может быть решена на основе априорной статистической информации (1) с использованием методов статистического оценивания. Формула для оценки матрицы неизвестных коэффициентов \mathbf{C} получена в работе О. М. Покровского (1975):

$$\hat{\mathbf{C}} = (\mathbf{F}^T \mathbf{K}_e^{-1} \mathbf{F} + \mathbf{K}_z^{-1})^{-1} \mathbf{F}^T \mathbf{K}_e^{-1} \mathbf{Z}, \quad (6)$$

где \mathbf{A}^{-1} и \mathbf{A}^T — обратная и транспонированная матрицы по отношению к \mathbf{A} .

Матрица ковариаций ошибок коэффициентов разложения \mathbf{K}_c представляет собой диагональную матрицу, составленную из собственных значений ковариационной матрицы \mathbf{K}_z :

$$\mathbf{K}_c = \text{diag} \{ \lambda_i^2 \}_i, \quad i = 1, \dots, N.$$

Матрица \mathbf{F} образована значениями ЭОФ, а матрица \mathbf{Z} составлена из совокупности данных измерений в точках сети наблюдений x_i .

Для оценки искомых геофизических параметров в узлах регулярной сетки \tilde{x}_i необходимо интерполировать ЭОФ в соответствующие узлы сетки и получить новую матрицу $\tilde{\mathbf{F}}$. Используя матрицу и коэффициенты $\hat{\mathbf{C}}$, можно получить оценки искомых параметров в узлах регулярной сетки из матричного соотношения

$$\hat{\mathbf{Z}} = \tilde{\mathbf{F}} \hat{\mathbf{C}} + \tilde{\mathbf{e}}. \quad (7)$$

Важным достоинством метода СА является то, что одновременно с получением значений в узлах регулярной сетки могут быть вычислены ковариационные матрицы погрешностей:

$$\mathbf{K}_{\hat{z}} = (\mathbf{I} - (\mathbf{K}_c (\tilde{\mathbf{F}}^T \tilde{\mathbf{K}}_e^{-1} \tilde{\mathbf{F}})))^{-1} \mathbf{K}_c, \\ \mathbf{K}_{\hat{z}} \tilde{\mathbf{F}} \mathbf{K}_z \tilde{\mathbf{F}}^T, \quad (8)$$

где $\tilde{\mathbf{K}}_e$ — расширенная на регулярную сетку \tilde{x}_i ковариационная матрица ошибки наблюдений.

Описанная процедура восстановления поля геофизического параметра представляет собой сочетание известного метода сингулярных разложений (в оригинале SVD-singular value decomposition) и метода статистической регуляризации (Покровский, 1984).

Практическая реализация метода СА включает несколько основных этапов. Рассмотрим их последовательно, начиная с процедуры восстановления полей. Сетка для восстановления полей должна быть оптимальным образом согласована с областями, в которых выполнены наблюдения (ячейки сетки должны полностью покрывать имеющиеся за рассматриваемый временной интервал точки наблюдений). Этот этап представляет собой основу для вычисления ЭОФ максимальной размерности.

Следующий этап заключается в реконструкции рядов в ячейках, где не было наблюдений или были пропуски в наблюдениях (отсутствие данных за один из сроков наблюдений). Двойственная (по отношению к пространственной и временной координатам) зависимость коэффициентов $\{c_k(t_j)\}$ в формуле (2) является основой для восстановления пропусков в данных наблюдений. В основу этого подхода положено предположение о том, что временная изменчивость геофизического параметра (например, СР) в пределах каждой ячейки сетки превосходит его пространственную изменчивость. В таком случае, выбрав несколько первых временных мод, полученных как первые члены разложения вида (2), можно согласовать данные в соседних ячейках, в которых содержится разное число наблюдений, и оценить средние значения геофизического параметра в любой ячейке сетки, для которой имеется хотя бы одно измерение за рассматриваемый период. Такой метод восстановления является более корректным, чем простое осреднение всех данных наблюдений, относящихся к рассматриваемой ячейке в

конкретный временной период. Далее в результате проведения реконструкции временных рядов для каждой ячейки сетки можно получить оценки геофизического параметра в каждой ячейке сетки за каждый срок наблюдений, а также необходимые наборы ЭОФ для того же множества ячеек сетки.

Описанный подход применялся не только в областях с низкой пространственной плотностью данных, но и при восстановлении временных рядов данных наблюдений для каждого пункта, где имелись наблюдения хотя бы за один срок суток. Для более эффективной реализации данного подхода необходимо предварительно осуществлять районирование анализируемой области с выделением информативно-однородных зон на основе ранее разработанного метода (Покровский, 1999).

Следующим этапом вычислительной процедуры является расчет полей для заданной пространственной сетки (в данном случае с шагом 1°). Для этого ЭОФ интерполируются в узлы заданной пространственной сетки, а затем вычисляются коэффициенты $\{c_k^i\}$ в разложении (2). Для интерполяции ЭОФ использовался метод Кригинга, описанный в работах Cressie (1986, 1988).

2. Временные моды

При анализе компонентов радиационного баланса необходимо учитывать их существенную пространственную и временную изменчивость. Это обстоятельство играет решающую роль при реализации метода СА. Действительно, изложенный метод представляет лишь численную схему анализа, а выбор временных и пространственных компонентов определяет степень аппроксимации изучаемого поля с помощью комбинации небольшого числа гармоник. Увеличение числа гармоник может привести к появлению неустойчивости вычислительной схемы, вызванной плохой обусловленностью задачи интерполяции, поэтому при решении данной задачи целесообразно придерживаться правила „золотой середины”.

Мгновенные пространственные поля приходящей суммарной радиации обладают слабой пространственной корреляцией, масштаб которой составляет несколько сотен километров. При этом временная

(внутрисуточная) корреляция таких данных практически отсутствует (Покровский 2001; Yao, 1999). Это обстоятельство послужило причиной разработки альтернативного метода статистического описания суточной и межсуточной изменчивости компонентов радиационного и теплового баланса (Покровский 1999а; Pokrovsky 2000), в основу которого был положен метод фаззи-анализа, разработанный для моделирования нелинейных и нестационарных процессов по эмпирическим данным. Идея метода „минимакса” заключается в разбиении данных наблюдений на классы (схема обучения без учителя) согласно принципу минимума „рассеяния” внутри каждого класса и максимума расстояния между „центрами” классов. Такой подход позволяет получать „компактные” классы данных (например, суточного хода метеовеличин или составляющих радиационного баланса), внутри которых наблюдается значительно большее сходство между элементами, чем в исходном множестве. Это сходство обеспечивает появление выраженных корреляционных связей по временной координате для элементов внутри классов, тогда как в исходном множестве они были пренебрежимо малыми. Классификация суточного хода приходящей суммарной радиации (СР) на основе этого подхода была осуществлена в работе О. М. Покровского и др. (2001). Анализ данных о часовых суммах СР для 52 станций России за 1982—1995 гг. показал, что летом независимо от климатической зоны могут быть выделены четыре основных класса суточного хода СР, отвечающих различным ситуациям:

класс 1 — ясное небо в течение дня;

класс 2 — пасмурно (сплошная облачность) в течение дня;

класс 3 — ясно в первой половине дня, облачно во второй;

класс 4 — облачно в первой половине дня, ясно во второй.

На рис. 1 для станции Воейково представлено распределение СР в июле для каждого из четырех классов.

Ранее было показано (Покровский 1999а; Pokrovsky 2000), что аналогичные классы суточного хода могут быть выделены для приземной температуры и относительной влажности воздуха. Это создает предпосылку для использования этого подхода при моделировании процессов энерго— и влагообмена у поверхности суши. Указанная модель является замкнутой, используемые в ней классы исчерпывают основные варианты изменений погоды в течение суток. Более деталь-

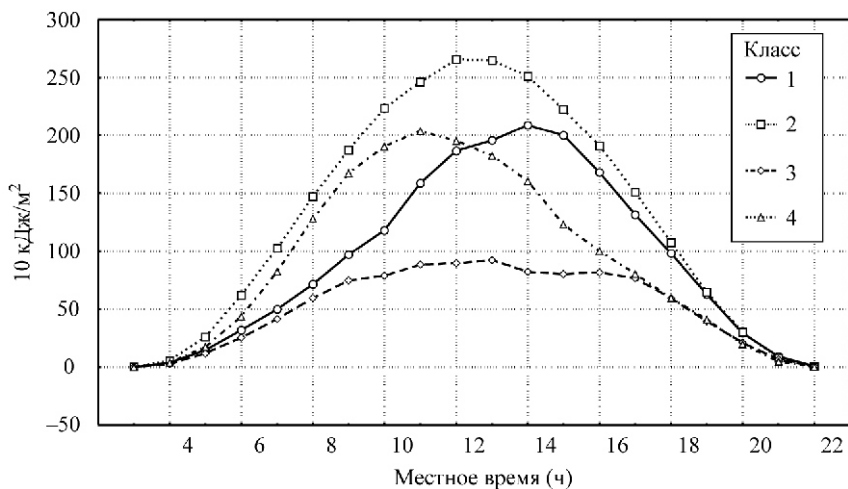


Рис. 1. Классификация суточного хода суммарной радиации четырех основных классов. Воейково, июль.

ные варианты классификации (см., например, работу О. М. Покровского и др. (2001)) предполагают учет балла и формы облачности. Однако такие варианты классификации существенно зависят от рассматриваемой климатической или широтной зоны, что делает их применение менее привлекательным при осуществлении схемы усвоения актинометрической информации.

Важным достоинством предложенного метода классификации суточного хода $СР$ является однородность выделяемых классов. На рис. 2 представлен суточный ход средних значений $СР$ и их „разброса” для одного из классов. В каждом из выделяемых классов зависимость относительной величины „разброса” от времени суток проявляется слабо. В отличие от них множества, включающее все реализации (до их классификации), характеризуются значительным относительным „разбросом” значений $СР$ с максимумом „разброса” в полдень (рис. 3). Естественно, что использование классифицированных данных (см. рис. 2) гарантирует более высокую точность временной интерполяции и экстраполяции по сравнению с использованием исходного множества реализаций (см. рис. 3).

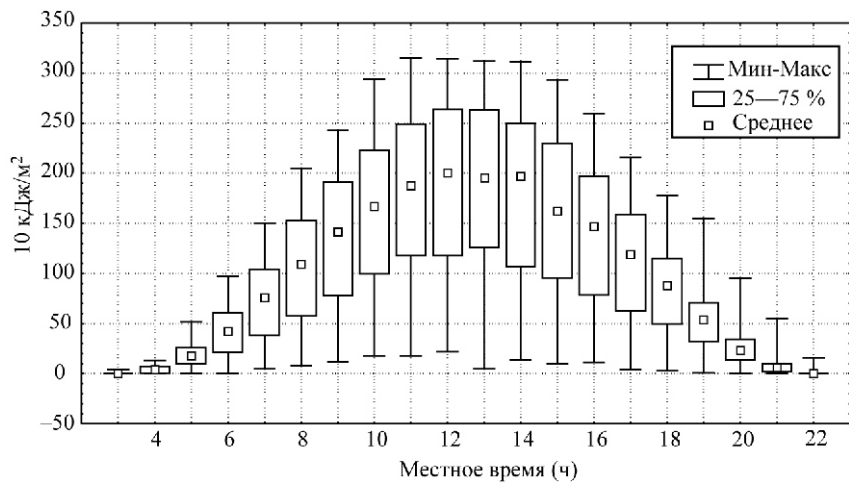


Рис. 2. Изменчивость суточного хода суммарной радиации. Воейково, июль.

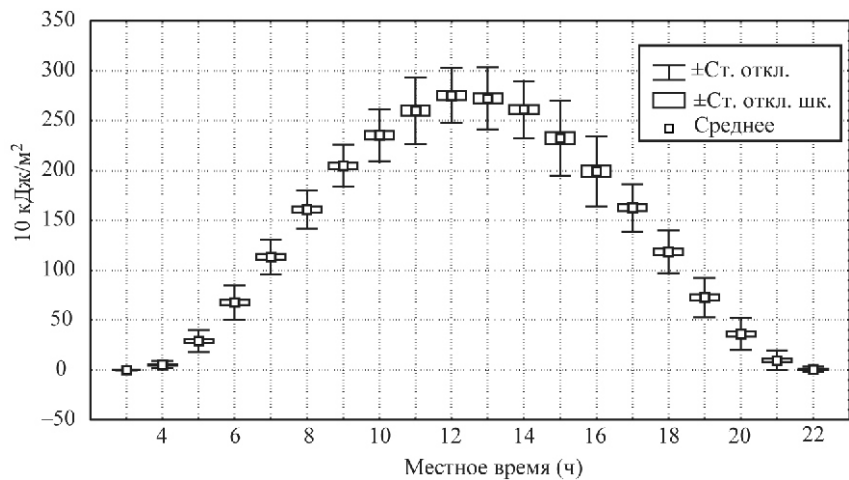


Рис. 3. Суточный ход суммарной радиации при безоблачном небе. Воейково, июль.

3. Пространственные ЭОФ

Метод расчета пространственных ЭОФ основывается на стандартном подходе и поэтому не нуждается в специальном описании. Отметим только, что при расчете ЭОФ для каждого пункта наблюдений использовались данные о СР в истинный полдень, по которым формировался ансамбль ежедневных пространственных полей за рассматриваемый месяц. В качестве примера рассмотрим результаты расчета ЭОФ для марта 1995 г.

Как следует из рис. 4, основной вклад в изменчивость поля полуденных значений суммарной радиации вносят первые три пространственных ЭОФ, а начиная с четвертого значения ЭОФ, происходит медленное убывание собственных чисел анализируемой матрицы. Первая ЭОФ является знакопостоянной функцией, убывающей по направлению с юга на север (рис. 5). Вторая ЭОФ меняет знак примерно на широте 65° , но так же, как и первая ЭОФ, описывает широтную изменчивость (рис. 6). Третья ЭОФ описывает зональную неоднородность

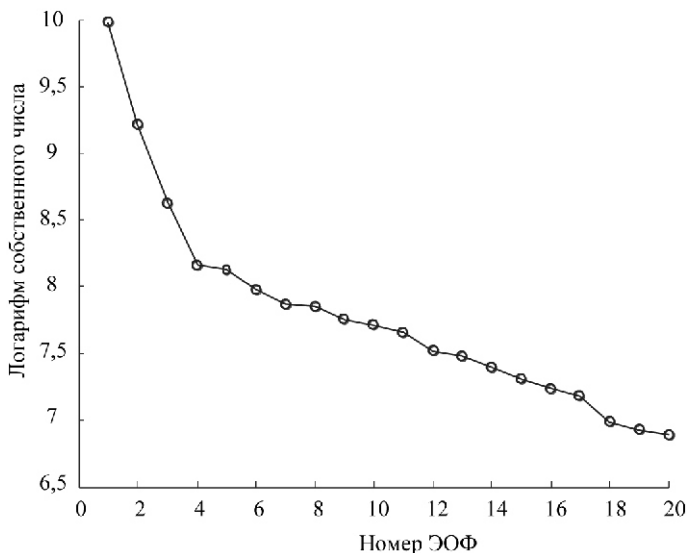


Рис. 4. Распределение собственных значений для пространственных ЭОФ (полуденные значения суммарной радиации) по территории РФ за март 1995 г.

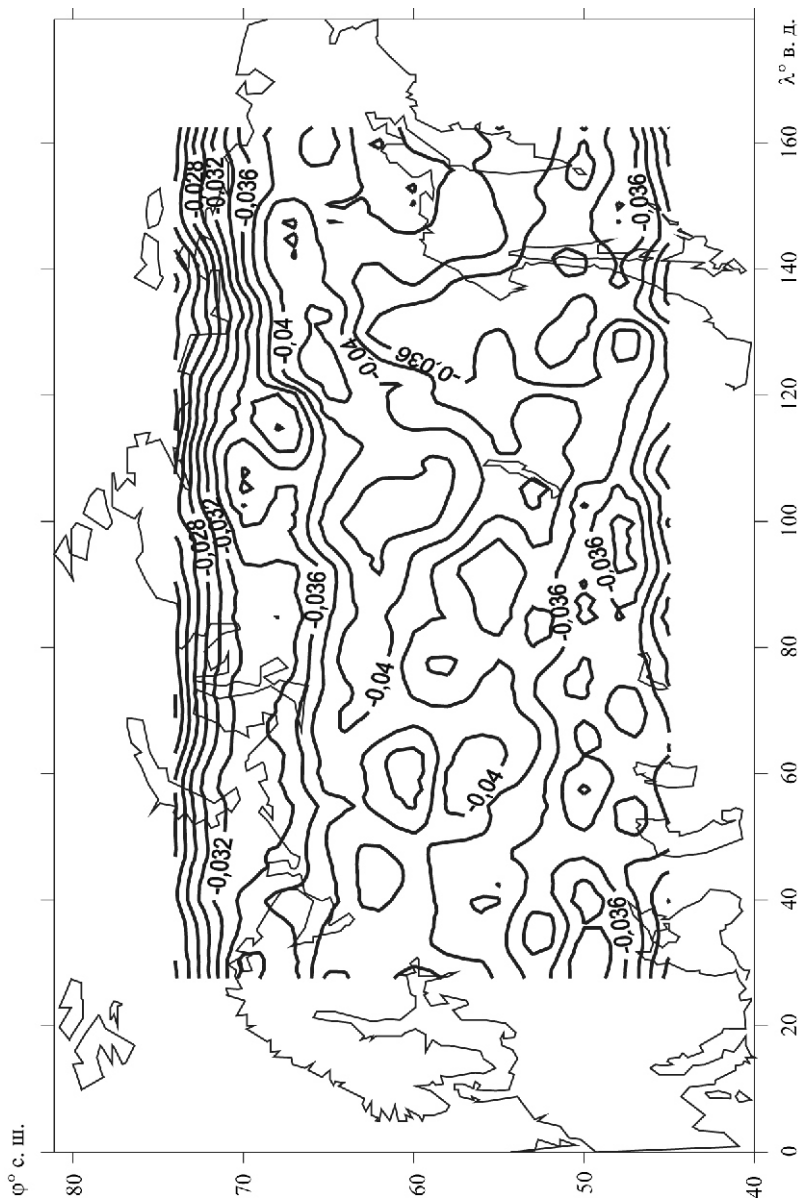


Рис. 5. Пространственная ЭОФ № 1 для ансамбля полей суммарной радиации за март 1995 г. (полученные значения).

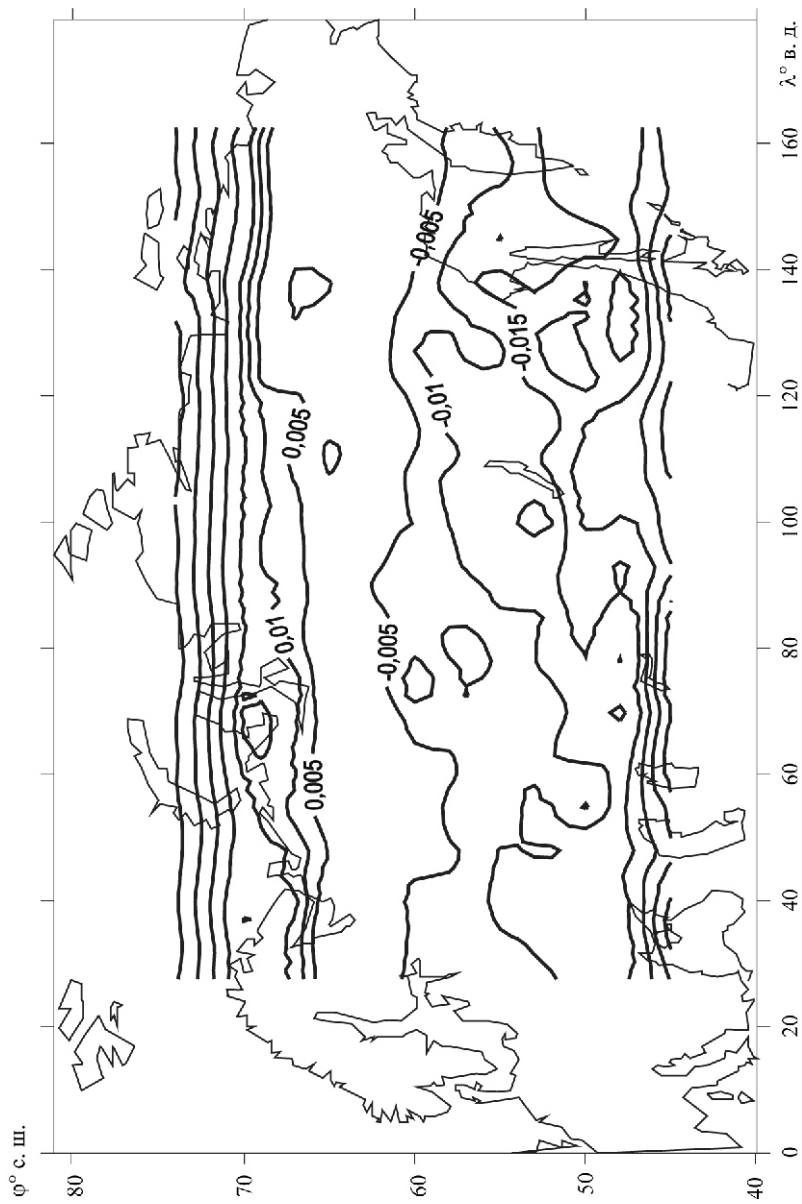


Рис. 6. Пространственная ЭОФ № 2 для ансамбля полей суммарной радиации за март 1995 г. (полученные значения).

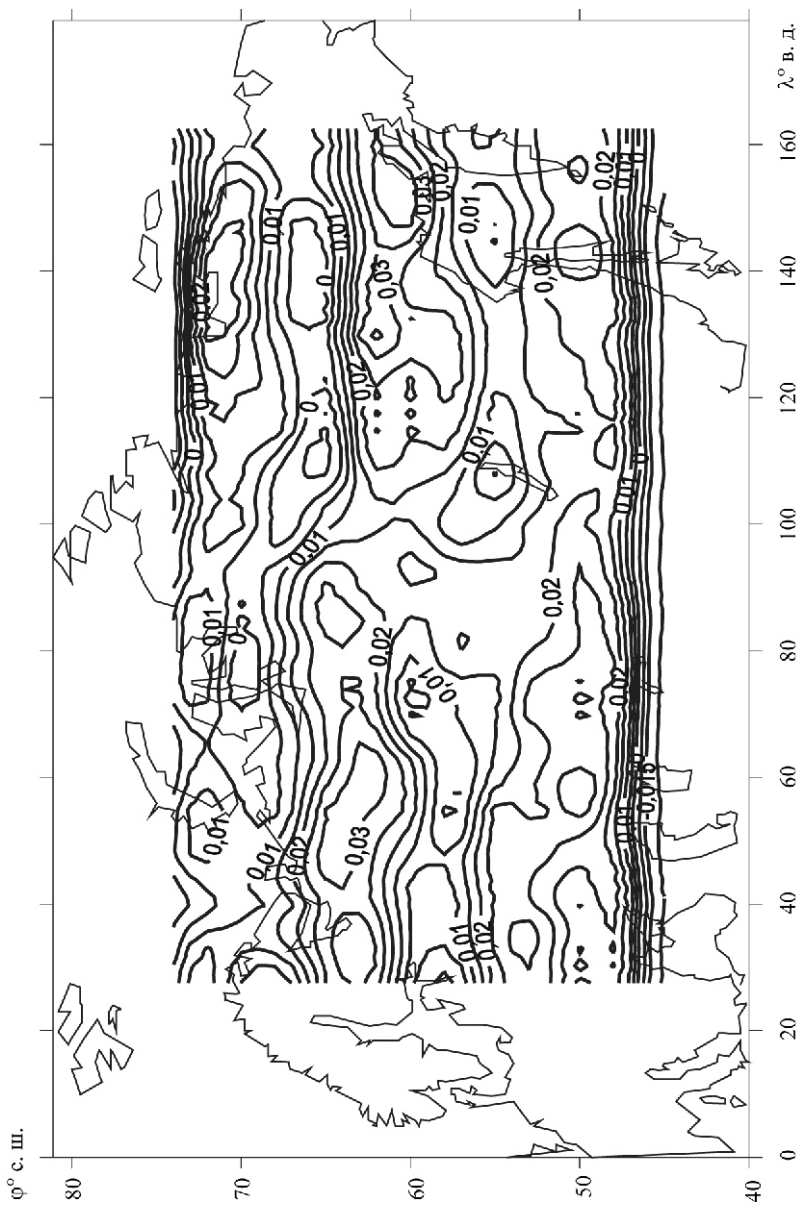


Рис. 7. Пространственная ЭОФ № 3 для ансамбля полей суммарной радиации за март 1995 г. (полученные значения).

поля радиации (рис. 7); условная граница минимальных значений ЭОФ, разделяющая зоны влияния Атлантического и Тихого океанов на территории России, проходит примерно по параллели 80° в. д.

4. Схема непрерывного усвоения радиометрической информации

Метод, описанный в п. 1, позволяет осуществлять непрерывное усвоение поступающей информации о СР. Численная процедура осуществляется либо дискретно путем анализа массива ежечасных данных за сутки, либо квазинепрерывно в режиме ввода информации за каждый час. В первом случае используются формулы, представленные в п. 1, во втором случае применяются итерационные алгоритмы оценивания, изложенные в первой главе монографии О. М. Покровского (1984). Указанные модификации метода были разработаны с учетом особенностей получения актинометрических данных на сети Росгидромета. При наличии данных о суточных суммах СР и продолжительности солнечного сияния необходимо использовать первую версию метода. При наличии часовых сумм СР используется вторая версия метода, в которой усваиваются среднечасовые значения СР. В обеих версиях проводится классификация дневного хода СР (см. п. 2). Для учета годового хода, а также существенной пространственно-временной изменчивости суммарной радиации базисные функции, входящие в (2) и (3), вычисляются для каждого месяца отдельно.

Разработанная схема усвоения обеспечивает представление полей СР на регулярной основе в режиме реального времени и может быть непосредственно подключена к любой численной модели прогноза погоды или климата. Благодаря эффективному алгоритму интерполяции, основанному на кригинг-методе, результаты анализа могут быть представлены на пространственной сетке любой конфигурации (например, равномерной или в узлах полиномов Гаусса). Несмотря на то что данные измерений поступают с интервалом 1 ч, поле СР может быть получено также и с большей частотой по времени.

Рассмотрим особенности функционирования схемы непрерывного усвоения на примере анализа массива часовых сумм СР, полученных 29 марта 1995 г. Результаты анализа представлены на регулярной сетке с шагом 1° по долготе и широте. Данные рис. 8—10 демонстрируют эволюцию поля СР в течение 6 ч (с 3 до 9 ч по гринвичскому времени). В этот день на северо-востоке азиатской части России наблюдалась су-

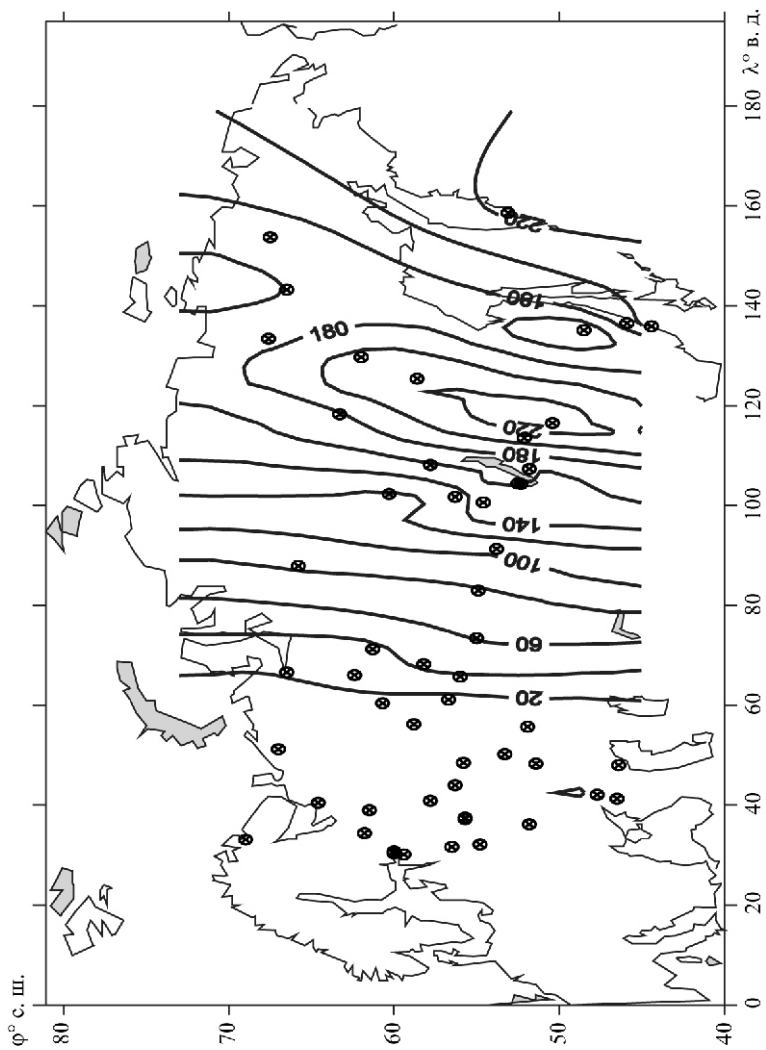


Рис. 8. Поле суммарной радиации ($\text{Вт}/\text{м}^2$) по данным актинометрической сети за 29 марта 1995 г., 03 ч по гринвичскому времени.

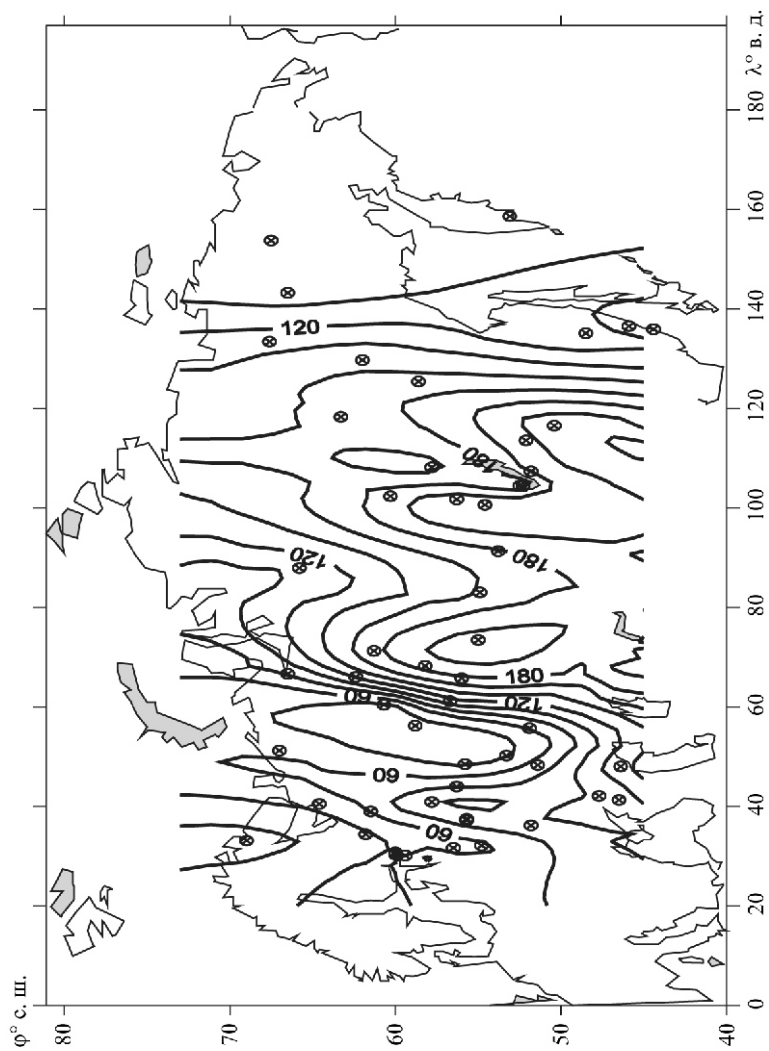


Рис. 9. Поле суммарной радиации ($\text{Вт}/\text{м}^2$) по данным актинометрической сети за 29 марта 1995 г., 06 ч по гринвичскому времени.

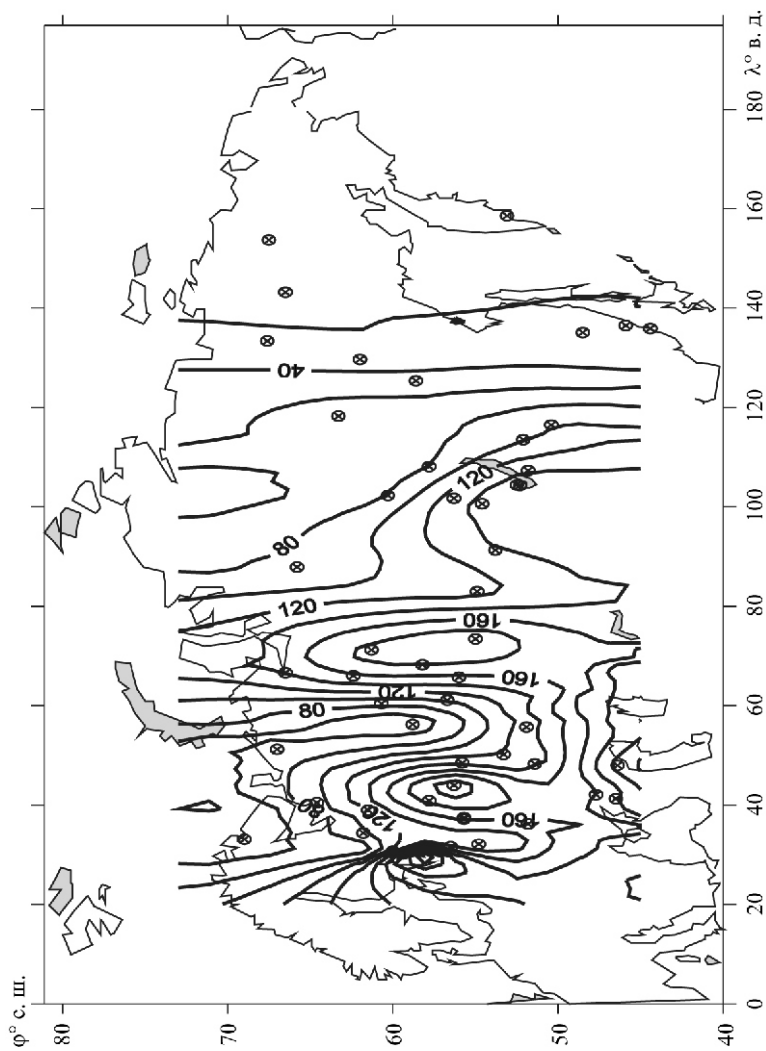


Рис. 10. Поле суммарной радиации ($\text{Вт}/\text{м}^2$) по данным актинометрической сети за 29 марта 1995 г., 09 ч по гринвичскому времени.

ущественная облачность, тогда как на юго-востоке погода была преимущественно безоблачной. Для остальной части азиатской части России и для всей европейской части России была характерна существенная изменчивость поля облачности. Метод демонстрирует отсутствие мелко-масштабного шумового компонента, который может вызвать дополнительные возмущения в численной модели прогноза, где полученные поля могут быть использованы.

Заключение

Разработан и апробирован общий метод усвоения информации о компонентах радиационного и теплового баланса, характеризующих энерго— и влагообмена у поверхности суши. Рассмотрено применение этого метода к задаче усвоения данных наблюдений СР. Благодаря представлению полей СР в режиме реального времени данная схема усвоения совместима с численными моделями прогноза погоды и климата. Следующими параметрами, для которых данная схема может быть опробована, являются отраженная радиация и радиационный баланс.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белявский А. И., Покровский О. М., 1983. О вкладе данных дистанционного зондирования атмосферы на численный анализ поля геопотенциала. — Метеорология и гидрология, № 1, с. 14—21.
2. Глобальная модель общей циркуляции атмосферы и верхнего слоя океана ГГО, 1997 / Б. Е. Шнееров, В. П. Мелешко, А. П. Соколов и др. — Труды ГГО, вып. 544, с. 3—123.
3. Денисов С. Г., Покровский О. М., 1980. Анализ информативности систем дистанционной индикации поля геопотенциала. — Изв. АН СССР, Физика атмосферы и океана, т. 16, с. 582—590.
4. Покровский О. М., 1974. Ассимиляция данных прямых и косвенных измерений в статистическом анализе метеорологических полей. — Метеорология и гидрология, № 6, с. 33—39.
5. Покровский О. М., 1974. Оптимальное временное усвоение данных спутниковых измерений при статистическом анализе метеорологических полей. — Метеорология и гидрология, № 8, с. 29—36.
6. Покровский О. М., 1975. Оптимальные процедуры пространственно-временного усвоения косвенной метеорологической информации. — Метеорология и гидрология, № 7, с. 21—29.
7. Покровский О. М., 1984. Оптимизация метеорологического зондирования атмосферы со спутников. — Л.: Гидрометеиздат. — 267 с.
8. Покровский О. М., 1999. О методе выбора репрезентативных пунктов метеорологических наблюдений. — Метеорология и гидрология, № 2, с. 55—67.

9. Покровский О. М., 1999. Типизация суточного хода основных метеорологических величин. — *Метеорология и гидрология*, № 8, с. 15—30.
10. Покровский О. М., 2001. Методология основных и сопряженных уравнений и ее применение для оценки информативности наземных и спутниковых наблюдений в численном прогнозе погоды. — *Исследования Земли из космоса*, № 1, с. 19—30.
11. Покровский О. М., Далюк И. В., Махоткина Е. Л., 1999. Сравнительный анализ наземных и спутниковых измерений суммарной солнечной радиации у поверхности Земли для территории России. — *Исследования Земли из космоса*, № 4, с. 3—13.
12. Покровский О. М., Далюк И. В., Махоткина Е. Л., 2001. Об использовании данных актинометрических наблюдений для оценки достоверности радиационного блока глобальной модели общей циркуляции атмосферы на территории России. — *Метеорология и гидрология*, № 8, с. 5—17.
13. Betts A. K., H. Ball, A. C. Beljaars, 1993. Comparison between the land surface response of the ECMWF model and the FIFE-1987 data. — *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 119, p. 975—1001.
14. Cressie N., 1986. Kriging nonstationary data. — *J. Am. Stat. Assoc.*, v. 81, p. 625—634.
15. Cressie N., 1988. Spatial prediction and ordinary kriging. — *Math. Geology*, v. 20, p. 405—421.
16. Douville H., Mahfouf J-F., Viterbo P., 1998. The ECMWF surface analysis: diagnostics and prospects. — ECMWF Technical Memo. v. 258. — 52 p.
17. Garratt J. R., P. B. Krummel, E. A. Kowalczyk, 1993. The surface energy balance at local and regional scales. A comparison of general circulation model results with observations. — *J. Climate*, v. 6, p. 1090—1109.
18. Pokrovsky O. M., 1998. On the modelling of the surface meteorological variable diurnal cycles by combined “Fuzzy sets and neural networks” Approach. — In: *Computer science for environmental protection 98*, v. 1. — Metropolis-Verlag, Marburg, p. 331—345.
19. Pokrovsky O. M., 2000. Land surface energy exchange simulation based on combined “Fuzzy sets and neural networks” Approach. In: *Proc. Second Conference on Artificial Intelligence*, AMS, Boston, MA, p. 21—26.
20. Pokrovsky O. M., 2000. Direct and adjoint sensitivity approach to impact assessment of ground-based and satellite data on weather forecasting. — In: *Proc. Second CGC/WMO Workshop on the Impact of Various Observing Systems on Numerical Weather Prediction*. World Weather Watch Technical Rep. № 19 (WMO/TD N1034). — WMO, Geneva, p. 99—118.
21. Pokrovsky O. M., 2001. Land surface flux estimation using remotely sensed data in an atmosphere-land energy exchange model based on Fuzzy set and neural network approach. — In: *Proc. 8-th International Symposium “Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing”*. Editor CNES. — Toulouse, p. 729—734.
22. Viterbo P., Beljaars A. C., 1995. An improved land surface parametrization scheme in ECMWF model and its validation. — *J. Climate*, v. 8, p. 2716—2748.
23. Wild M., A. Ohmura, H. Gilgen, 1995. Validation of general circulation model radiative fluxes using surface observations. — *J. Climate*, v. 8, p. 1309—1324.
24. Yao M. S., Del Genio A. D., 1999. Effects of cloud parametrization on the simulation of climate changes in the GISS GSM. — *J. Climate*, v. 12, p. 761—779.

ИЗМЕНЕНИЯ В РЕЖИМЕ ОТТЕПЕЛЕЙ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

В. М. Мирвис, И. П. Гусева

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

Выполнен анализ временных рядов климатических показателей режима оттепелей на территории России, вычисленных по данным архива максимальных, минимальных и средних суточных температур воздуха. В числе рассмотренных характеристик: даты начала, окончания и продолжительность устойчиво морозного периода, число дней с оттепелью, число оттепельных периодов, показатель устойчивости морозного периода. Приводятся схематические карты средних значений, стандартных отклонений от среднего и коэффициентов линейного тренда за 1950—2006 гг. Показано, что на большей части территории России наблюдалось уменьшение продолжительности и устойчивости морозного периода. При этом в ряде районов — в Поволжье, на юге Урала и Западной Сибири — преобладала тенденция увеличения числа дней с оттепелью, а в районах вдоль западных границ России и на юге европейской части России смягчение зим выразилось в сокращении продолжительности устойчиво морозного периода.

CHANGES OF THAWS REGIME OVER RUSSIA

V. M. Mirvis, I. P. Guseva

Main Geophysical Observatory

The analysis of times series of climatic indexes of thaws regime computed on the data of the maximal, minimal and daily mean air temperatures over Russia is made. Among the considered variables: dates of start, dates of ending, the durations of the steadily frosty seasons, frequency of days with thaw, frequency of thaws cycles, index of stability of frost season. The schematic maps of long-term mean values, standard deviations and linear trends for the 1950—2006 period are resulted. Is shown that the decrease of the duration and stability of frost season was observed on a large

part of terrain of Russia. Also in a number of areas — in region of Volga basin, in the south of Ural and Western Siberia the tendency of increase of annual number of days with thaw prevailed, and in areas along western borders of Russia and in the south of European Part of Russia (EPR) the softening of winters was expressed in reduction of the duration of the steadily frosty season.

Повышение среднего уровня температуры воздуха, наблюдающееся во многих районах земного шара (IPCC, 2007), и в России в частности, — это лишь одно из свидетельств изменения режима температуры воздуха. В последнее время все больше внимания уделяется анализу изменения экстремальных температур и различных индексов экстремальности. Важными проявлениями изменения температурного режима также являются смещения дат устойчивого перехода температуры через реперные значения 0, 5, 8, 10 °C и пр., определяющие изменение продолжительности и интегральных теплоэнергетических показателей теплое, вегетационного и отопительного периодов (Мирвис, 2002). Многие стороны этих изменений, имеющие важное прикладное значение, изучены ещё недостаточно. К числу таких характеристик следует отнести повторяемость переходов температуры воздуха через 0 °C и режим оттепелей.

Прикладное значение переходов температуры воздуха через 0 °C связано с физическими превращениями воды и их влиянием на природные и хозяйственные объекты. В теплую половину года (в течение вегетационного периода) с ними связаны заморозки, представляющие серьезную опасность для сельскохозяйственных растений. Немало вреда причиняют и оттепели, наблюдающиеся в холодный период года на фоне установившихся отрицательных температур. Оттепели оказывают отрицательное влияние на условия перезимовки озимых культур, снижают прочность строительных сооружений, ухудшают условия работы транспорта и т. д. Длительные оттепели могут вызвать вскрытие рек среди зимы и даже паводки. Изменения в режиме оттепелей влияют на гидрологический режим почвы и водных объектов. Особый интерес к анализу изменений повторяемости оттепелей по данным наблюдений связан с тем, что при однонаправленной тенденции повышения температуры воздуха изменения повторяемости оттепелей могут быть немонотонными.

Понятно, что специфика объектов и задач требует дифференцированного (индивидуального) подхода к выбору показателей климата. В частности, может иметь значение не только сам факт перехода температуры через 0°C , но также длительность и энергетические показатели воздействия положительных и отрицательных температур. Например, такие процессы, как образование на полях ледяной корки, разрушение (восстановление) санного пути, промерзание (оттаивание) ограждающих конструкций (облицовки зданий), характеризуются различной степенью тепловой инерции.

Определение неких универсальных показателей, связанных с перечисленными процессами, вряд ли возможно. Отметим также неоднозначность в толковании самого понятия „оттепель”. Согласно определению, принятому в России, под оттепелью понимают повышение температуры воздуха до положительных значений зимой на фоне установившихся отрицательных температур (Хромов, Мамонтова, 1974) или в устойчиво морозный период (БСЭ, 1950; Хайруллин, 1969). Наиболее трудным оказывается именно определение (формализация) периода, внутри которого переход температуры воздуха через 0°C идентифицируется как оттепель. В работе В. В. Орловой (1958) регламентируется минимальная длительность устойчиво морозного периода (не менее месяца), а также допустимое число дней с оттепелью (2—3 дня). Заметим, что последнее условие устанавливает априорную связь между границами морозного периода и повторяемостью оттепелей, что, вероятно, не вполне корректно.

Иные толкование и метод определения морозного периода предложены К. Ш. Хайруллиным (Хайруллин, 1969). В его работе за начало морозного периода принимается день, начиная с которого суточный максимум температуры воздуха сохраняет отрицательные значения не менее 5 дней подряд (автор полагает 5-дневный период достаточным исходя из средней продолжительности естественного синоптического периода, составляющей 5—7 дней). При определении конца устойчиво морозного периода учитывается тот факт, что весной в условиях резко континентального климата наблюдаются частые (возможно, ежедневные) повышения максимальной температуры до положительных значений на фоне отрицательных средних суточных температур (радиационные оттепели). Поэтому конец морозного периода предложено определять по дате устойчивого весеннего перехода средней суточной температуры воздуха через 0°C .

В связи с трудностями определения границ устойчиво морозного периода во многих работах ограничиваются рассмотрением числа дней с оттепелью только для центральных зимних месяцев (Лебедева, 1938; Неушкин и др., 2000). Этого явно недостаточно, поскольку во многих районах России период с морозами и оттепелями начинается осенью (в октябре—ноябре) и заканчивается весной (в марте—мае).

Наиболее полным и практически единственным исследованием оттепелей в границах СССР в целом за холодный период является цитированная выше монография Хайруллина (1969). В этой работе по данным примерно 20 станций был исследован широкий спектр климатических характеристик оттепелей, включающий оценки среднего числа дней с оттепелями за зиму и его межгодовой изменчивости, а также оценки повторяемости оттепельных периодов различной интенсивности и продолжительности. Для более широкого списка станций информация о среднем числе дней с оттепелью за зиму и по месяцам была получена на основе косвенных расчетов, с использованием установленных локальных связей между значениями числа дней с оттепелью и средней месячной температуры воздуха, данные о которой брались из справочников по климату СССР. Заметим, что в материалах этого исследования использованы результаты наблюдений до середины 60-х годов XX столетия. Из более поздних работ обобщающего характера можно назвать сборник Неушкина и др. (2000), в котором для шести экономических районов европейской части России приведены данные о числе дней с оттепелью за каждый год по 1999 г. включительно, но только для трех зимних месяцев (декабрь—февраль).

В настоящей работе приводятся результаты анализа временных рядов различных характеристик режима оттепелей на территории России. Расчеты указанных временных рядов выполнены по данным архива максимальных ($T_{\text{макс}}$), минимальных ($T_{\text{мин}}$) и средних суточных (T) температур воздуха, подготовленного ВНИИГМИ—МЦД (Razuvayev et al., 1993). Данные последней версии архива ID RUS-6.01.01-01-26/02/2007 доступны на сайте ВНИИГМИ—МЦД: http://meteo.ru/data_temperat_precipitation/. В связи с тем что для многих районов, особенно севера и востока Сибири, полные ряды данных наблюдений за первую половину XX столетия отсутствуют, главное внимание сосредоточено на анализе данных за 1950—2006 гг.

Методика определения климатических характеристик оттепелей

Устойчиво морозный период (УМП). Границы УМП определялись по методике, предложенной К. Ш. Хайруллиным (Хайруллин, 1969). За начало периода принимался день, начиная с которого максимальная за сутки температура воздуха сохраняет отрицательные значения не менее 5 дней подряд. Концом периода считается устойчивый весенний переход средней суточной температуры воздуха через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (последний день периода с $T_{\text{сут}} > 0\text{ }^{\circ}\text{C}$). Продолжительность УМП ($\Pi_{\text{УМП}}$) определяется как число дней внутри морозного периода.

Число дней с оттепелью (Nd_0). Днем с оттепелью считался день с $T_{\text{макс}} > 0\text{ }^{\circ}\text{C}$ внутри морозного периода.

Число оттепельных периодов (N_0). Оттепельный период считался неразрывным, если максимальная температура опускалась ниже $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ не более чем на один день. Продолжительность оттепельных периодов при этом могла колебаться в широких пределах (от одного дня до месяца и более).

Число дней с переходом температуры воздуха через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Nd_0). Днем с переходом температуры воздуха через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ считался день, для которого $T_{\text{макс}} > 0\text{ }^{\circ}\text{C}$, а $T_{\text{мин}} < 0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Показатель устойчивости морозного периода (\tilde{K}). В работе Хайруллина (1969) для определения „оттепельности” холодного периода было введено понятие устойчивости холодного периода в виде безразмерного коэффициента K :

$$K = \frac{\text{Длительность холодного периода}}{\text{Число дней с } T_{\text{макс}} > 0\text{ }^{\circ}\text{C} \text{ внутри периода}}$$

Однако статистическое распределение такого показателя сильно отличается от нормального, и вследствие этого он оказывается неудобен для оценок тенденции изменения устойчивости морозного периода. В связи с этим нами использован видоизмененный показатель \tilde{K} , рассчитываемый в границах устойчиво морозного (а не холодного, как показатель K в работе Хайруллина (1969) периода:

$$\tilde{K} = \frac{\Pi_{\text{УМП}} \cdot Nd_0}{\Pi_{\text{УМП}}} \cdot 100\%.$$

В случае отсутствия оттепелей (при абсолютно устойчивом морозном периоде) $\tilde{K} = 100\%$; если же число дней с оттепелью составляет половину длительности морозного периода, то $\tilde{K} = 50\%$.

Географическое распределение климатических характеристик оттепелей

Остановимся коротко на географическом распределении средних значений климатических характеристик оттепелей, а также параметров их изменчивости, которые получены по данным временных рядов за 1950—2006 гг.¹ по территории России. Заметим, что в монографии К.Ш.Хайруллина (1969) этот вопрос, безусловно, рассматривался. Однако в ней отсутствуют карты таких важных показателей, как продолжительность УМП, общее число дней с оттепелью за холодный период, число оттепельных периодов. Кроме того, приводимые в указанной монографии данные основаны на гораздо более скудных данных, не учитывающих результаты наблюдений за последние 50 лет.

Приведенные на рис. 1 схематические карты построены на основе формальной интерполяции между данными станций, расположение которых отмечено точками. Изолинии соответствуют средним многолетним значениям рассматриваемой характеристики, а градации параметров изменчивости показаны заливкой фона в соответствии с легендой.

Начало УМП на большей части территории России приходится на октябрь—ноябрь, окончание — на апрель—май, а общая продолжительность УМП ~ 5 —7 месяцев. Исключение составляют северные районы Восточной Сибири, в которых продолжительность УМП достигает 8—9 мес, а также южные и западные районы России с более мягкими климатическими условиями.

Изменчивость дат начала и окончания УМП уменьшается по мере продвижения с запада (северо-запада) в районы Восточной Сибири. При этом районы большой изменчивости дат начала УМП дальше простираются на восток вдоль южных широт, а дат окончания УМП — вдоль северных широт, что отражает особенности циркуляции атмосферы осеннего и весеннего периодов. Изменчивость продолжительности УМП составляет от 20—25 дней на западной и юго-западной окраинах России до пяти дней и менее в континентальных районах на

¹ Данные включают холодные периоды с 1949-50 по 2005-06 г.

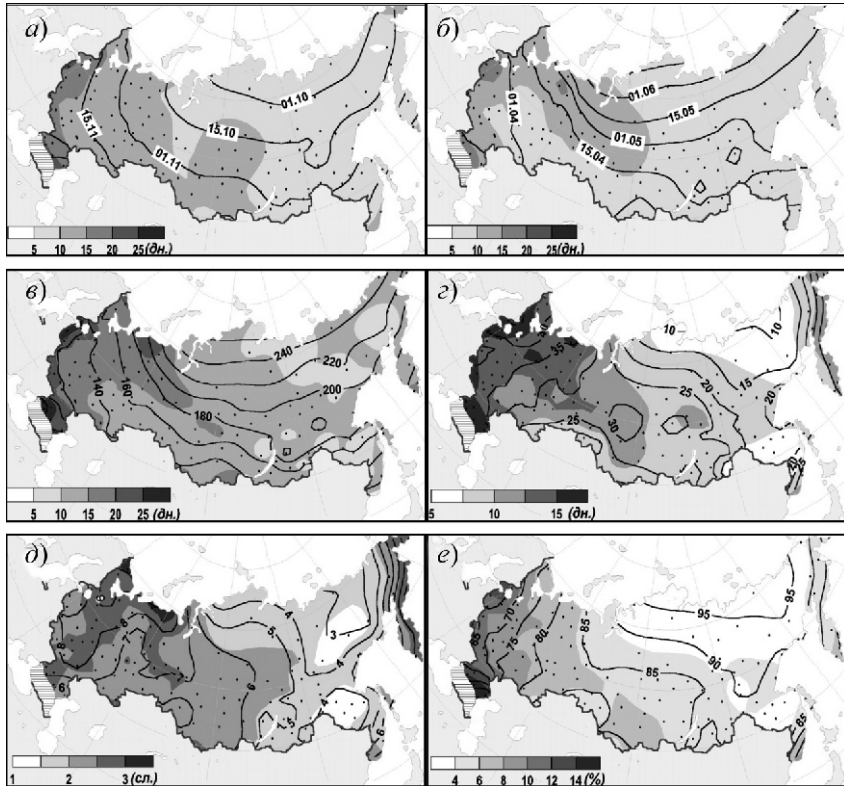


Рис. 1. Средние многолетние значения и параметры изменчивости климатических характеристик режима оттепелей.

a и *б* — даты (число и месяц) начала и конца УМП соответственно; *в* — продолжительность (число дней) УМП; *г* — число дней с оттепелью; *д* — число оттепельных периодов; *е* — \bar{K} (%).

Изолинии показывают распределение средних за 1950—2006 гг., а заливка фона — соответствующие значения.

севере и востоке Сибири. Заметим, что на юге европейской части России (ЕЧР), при средней продолжительности УМП менее 80 дней и изменчивости более 25 дней в некоторые годы УМП полностью отсутствует. Станции, для которых УМП отсутствовал в 10 % лет и более, в дальнейшем не рассматривались. Соответствующие районы и высокогорные территории на картах заштрихованы.

В отличие от распределения продолжительности УМП, имеющего зональный характер, распределение числа дней с оттепелью имеет значительную меридиональную составляющую, что явно демонстрирует весомый вклад оттепелей адвективного происхождения. На территории ЕЧР наблюдается в среднем более 30 дней с оттепелью, а на Северо-Западе — более 40. Меньше всего дней с оттепелью (примерно 10—15) наблюдается на севере Восточной Сибири, а также в азиатской части России (АЧР), вдоль ее южных границ. На тихоокеанском побережье, в Приморском крае и на Камчатке среднее число дней с оттепелью вновь увеличивается до 25—30. Очень похожим является распределение числа дней с переходом температуры через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ внутри УМП ($Nd_{0_МП}$) (карта не приводится). Различия возникают в тех случаях, когда в дни с оттепелью минимальная температура также остается положительной ($T_{\text{мин}} > 0$) и перехода через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ не наблюдается. На большей части территории число таких дней не превышает 3—5 и только на западе увеличивается до 10 дней. Распределение изменчивости обоих показателей (Nd_0 и $Nd_{0_МП}$) в основном подобно распределению их средних: значения составляют $\sim 40\%$, увеличиваясь до 60% в районах с редкими оттепелями. Среднее число оттепельных периодов колеблется от трех случаев в Восточной Сибири до восьми—десяти на территории ЕЧР с максимумом на Северо-Западе. Их изменчивость составляет $\sim 30\%$.

Распределение показателя устойчивости морозного периода \tilde{K} противоположно распределению числа дней с оттепелью. Максимальные значения ($\sim 95\%$) отмечены на севере Восточной Сибири. Наименьшие значения ($\sim 65\text{—}70\%$) приходятся на крайние западные и южные районы ЕЧР. Быстрое уменьшение показателя по мере продвижения к западу и югу ЕЧР вызвано как увеличением числа дней с оттепелью, так и уменьшением общей продолжительности УМП.

Интересно сравнить полученные оценки средних значений числа оттепельных дней с аналогичными оценками, приведенными в работе К. Ш. Хайруллина (1969) (см. табл. 16). С этой целью были вычислены разности средних по сети совпадающих станций (примерно 60 станций России). Кроме этого, было проведено сравнение полей средних значений — поля, представленного на рис. 1 *з*, и поля, построенного по данным табл. 16 из работы Хайруллина (1969) (рис. 2 *а*). Карта разностей этих полей представлена на рис. 2 *б*. Сравнение показывает, что в сред-

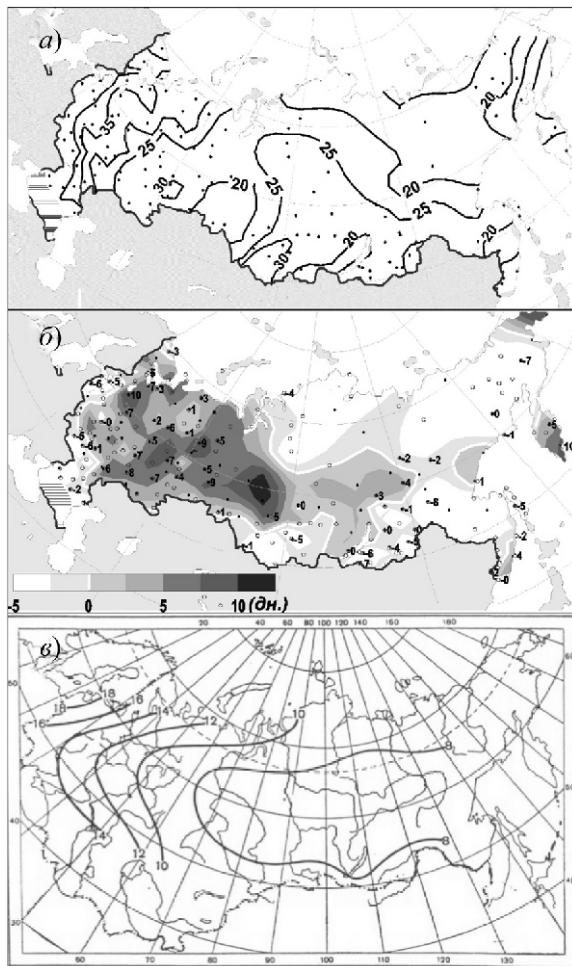


Рис. 2. Параметры распределения числа дней с оттепелью до данным Хайруллина (1969) с расчетами за 1950—2006 гг.

a — среднее число дней с оттепелью до данным Хайруллина (1969) (см. табл. 16); *б* — разность между средними значениями числа дней с оттепелью за 1950—2006 гг. и данными Хайруллина (1969); *в* — карта среднего квадратического отклонения числа дней с оттепелью по данным Хайруллина (1969).

нем по территории оценки числа дней с оттепелью согласуются хорошо (средние разности составляют $\sim 0,6$). Однако есть и существенные различия, достигающие 10 дней. Во многих районах — на севере ЕЧР, в Поволжье, на Урале и юге Западной Сибири — число дней с оттепелью по данным за 1950—2006 гг. оказалось существенно большим (приблизительно на 30 %), чем по данным Хайруллина (1969). На рис. 2 б полоса положительных разностей, свидетельствующих об увеличении оценок повторяемости дней с оттепелью, протянулась вдоль 60-й параллели через всю территорию вплоть до побережья Охотского моря.

Необходимо обратить внимание также на различие карт средних квадратических отклонений числа дней с оттепелью по данным К. Ш. Хайруллина (Хайруллин, 1969, рис. 4) и по расчетам за 1950—2006 гг. (см. заливку на рис. 1 з). Прежде всего, привлекает внимание различие конфигурации изолиний — вытянутая с востока на запад вдоль 60-й параллели „ложбина” на карте К. Ш. Хайруллина и вытянутый с запада на восток „гребень” на рис. 1 з. Эти изменения, вероятно, являются следствием отмеченного выше увеличения числа дней с оттепелью и соответственно увеличения их изменчивости.

Изменения климатических характеристик режима оттепелей

Для оценки средних изменений климатических характеристик режима оттепелей рассматривались коэффициенты линейного тренда временных рядов за период 1949—2005 гг. На рис. 3 приведены схематические карты полученных изменений в расчете за 10 лет. Тренд считался статистически значимым, если вероятность нулевой гипотезы для z-преобразования Фишера коэффициента корреляции рассматриваемой переменной с переменной времени составляла менее 5 %. Для ряда станций также анализировались реально наблюдаемые тенденции изменения рассматриваемых характеристик с учетом максимальной длительности рядов, обеспеченной имеющимися наблюдениями. Примеры временного хода продолжительности УМП и числа дней с оттепелью в сравнении с ходом средней температуры зимних месяцев представлены на рис. 4.

Изменения УМП. На рис. 3 а, б, в показано распределение коэффициентов линейного тренда, характеризующих среднюю скорость изменения дат начала, окончания и продолжительности УМП (число дней за

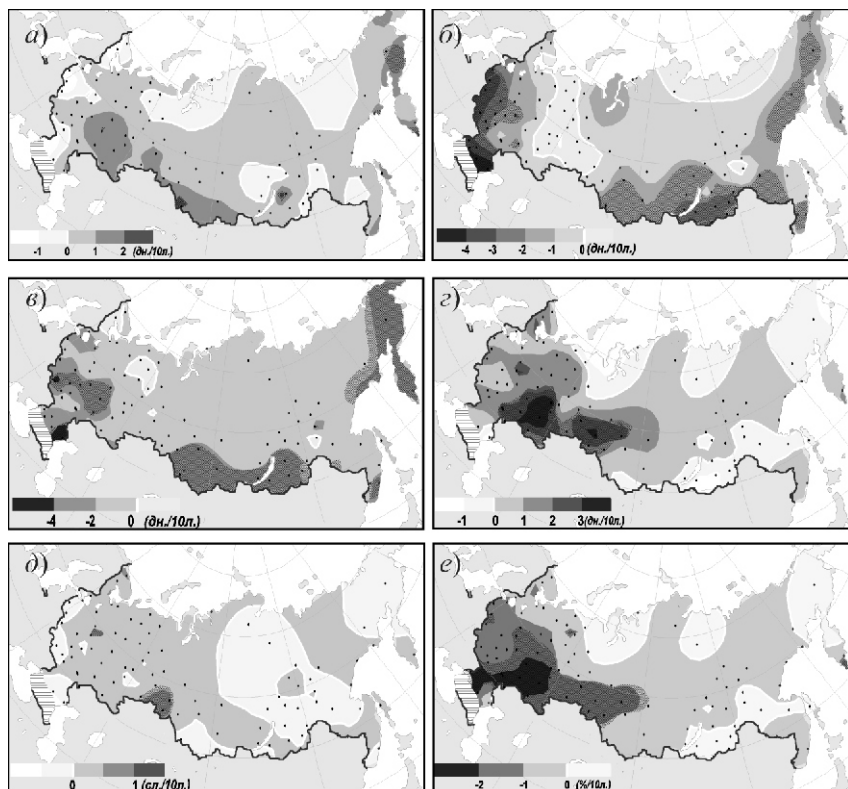


Рис. 3. Средние десятилетние изменения климатических характеристик режима от- тепелей по данным за 1950—2006 гг.

a и *б* — даты (число и месяц) начала и конца УМП соответственно; *в* — продолжительность (число дней) УМП; *г* — число дней с оттепелью; *д* — число оттепельных периодов; *е* — \bar{K} (%).

Области, в которых тренд статистически значим, отмечены штриховкой.

10 лет). В соответствии с легендой более темная окраска соответствует сокращению продолжительности УМП. Нулевая изолиния выделена белой кривой. Области статистически значимых изменений заштрихованы. Следует отметить, что ввиду неоднократных переносов метеостанций и связанных с этим нарушений однородности наблюдений можно предполагать наличие реальных климатических изменений только в случае согласованности данных соседних станций. Из рисунка

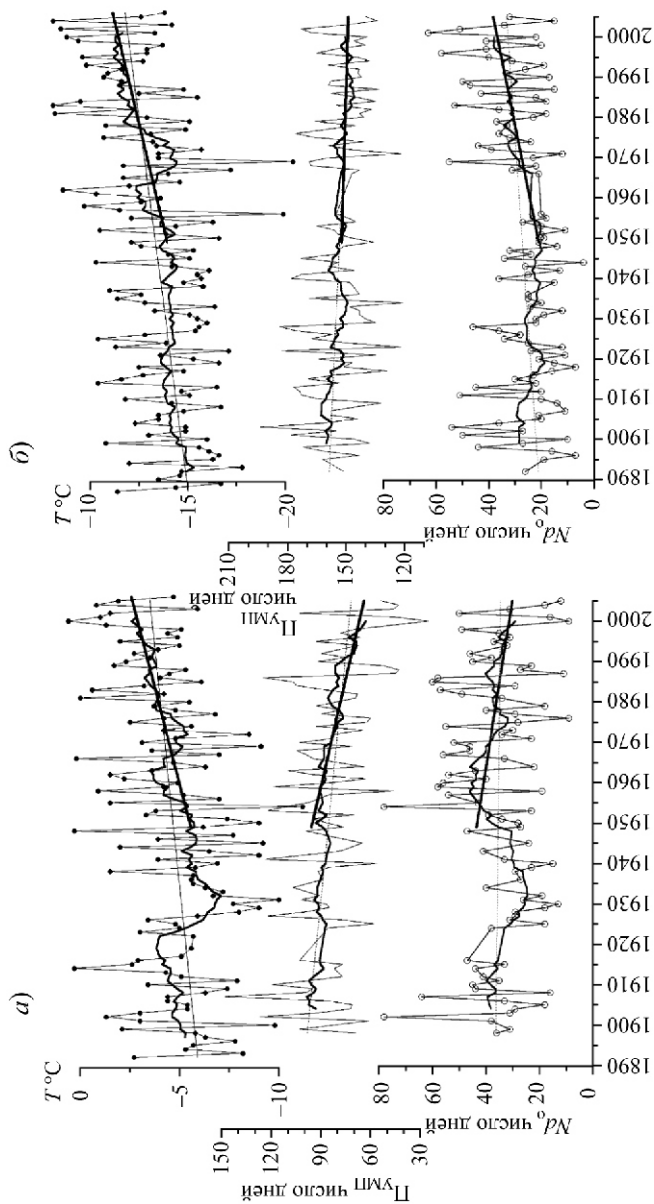


Рис. 4. Временной ход средней температуры воздуха для зимнего сезона (T), продолжительности устойчиво морозного периода (ПУМП) и число дней с оттепелью (Nd_0).

Жирная кривая — ход скользящих 11-летних характеристик, жирная прямая — линейный тренд за 1950—2006 гг.

видно, что на большей части территории России наблюдалась очень слабая тенденция к более позднему наступлению УМП. Исключение составили районы на крайнем западе ЕЧР, на севере Западной и Восточной Сибири, а также в ряде южных областей Восточной Сибири. Практически нигде статистическая значимость трендов не достигала 95 %. Более определенно проявилась тенденция к раннему окончанию УМП. Статистически значимые изменения этой характеристики отмечаются на западе и юге ЕЧР, на юге Сибири и на Дальнем Востоке. Результирующее сокращение продолжительности УМП наблюдалось почти на всей территории, причем максимальные изменения составляли 3-4 дня за 10 лет, или примерно 15—20 дней за 57 лет. Заметим, что эти изменения сопоставимы с величиной стандартного отклонения, характеризующего межгодовую изменчивость.

Изменения числа дней с оттепелью. Распределение коэффициентов линейного тренда числа дней с оттепелью (см. рис. 3 з) показывает, что на большей части территории России число дней с оттепелью увеличивалось. Особенно заметно эта тенденция проявилась в Среднем Поволжье, на юге Урала и Западной Сибири. В этих районах тренд статистически значим и составляет примерно 3 дня за 10 лет. По данным станций Уфа, Пермь, Екатеринбург изменения Nd_0 за 57 лет составили более 17 дней. Заметим, что на юге ЕЧР значимое увеличение числа дней с оттепелью не выявляется. По данным станции Астрахань тренд даже отрицателен. Совместный анализ временного хода числа дней с оттепелью, продолжительности УМП и средних за зиму значений температуры воздуха (см. рис. 4) показывает, что в Астрахани, как и в Екатеринбурге, с середины прошлого века наблюдалось заметное повышение температуры воздуха зимой. Однако в районе Астрахани следствием потепления стало существенное сокращение УМП, а в районе Екатеринбурга смягчение зимних условий привело к увеличению числа дней с оттепелью. Более внимательный анализ хода переменных, сглаженных по 11-летиям, показывает, что ход числа дней с оттепелью на станции Астрахань до середины 80-х годов прошлого столетия параллелен ходу зимних температур, а в более поздние годы становится противоположным последнему. В этом случае проявляется эффект нелинейности связи между повторяемостью оттепелей и температурой воздуха, вызванный приближением продолжительности УМП и числа дней с оттепелью к своему физическому пределу.

В северных районах Сибири и Дальнего Востока, а также в южных районах восточной части России наблюдалась противоположная тенденция — сокращение числа дней с оттепелью.

Представляет несомненный интерес сравнение карт разности среднего числа дней с оттепелью за 1950—2006 гг. и по данным Хайруллина (1969) с картой коэффициентов линейного тренда (см. рис. 2 б и 3 з). Как видно, между этими картами имеется очень хорошее соответствие, и это показывает, что главной причиной различия в оценке средних за два периода явились изменения в распределении числа дней с оттепелью, произошедшие во второй половине XX столетия. Небольшие различия между картами имеют место главным образом на краях карт и в слабо освещенных районах (север Западной Сибири, Чукотский полуостров), где они могут быть следствием экстраполяции за пределы территории, освещенной данными. Некоторая несогласованность карт отмечается на крайнем западе ЕЧР. Средние значения числа дней с оттепелью, приведенные в работе Хайруллина (1969), представляются слегка завышенными. Это может быть следствием изменений в режиме оттепелей, происходивших в более ранние годы, а также неточности косвенных расчетов в работе Хайруллина (1969).

Число оттепельных периодов. Анализ показывает, что изменения числа оттепельных периодов почти нигде не являются статистически значимыми. На всей территории ЕЧР за исключением западных районов и в Западной Сибири имеется слабая тенденция увеличения числа оттепельных периодов. Статистически значимое увеличение (три случая за 57 лет) отмечено только в Омской области, а также по данным станции Кострома.

Показатель устойчивости морозного периода. На большей части территории России наблюдается уменьшение показателя \tilde{K} , причем ареал статистически значимых изменений охватывает весьма значительные территории на юге ЕЧР, в Поволжье, на юге Урала и Западной Сибири. На территории ЕЧР, Урала и Западной Сибири южнее 60-й параллели изменения составили более 1 % за 10 лет. Слабая тенденция увеличения наблюдалась в северных районах Сибири, а также в Забайкалье и в бассейне Амура, однако эти тренды статистически незначимы.

Заключение

Наблюдающееся потепление климата России, особенно заметное в зимние и весенние месяцы, проявилось в изменении характеристик режима оттепелей. Анализ показывает, что во второй половине XX столетия на большей части территории России наблюдалось уменьшение продолжительности и устойчивости морозного периода. Географическая локализация этих изменений, ареал которых вытянут в широтном направлении с запада на восток южнее 60-й параллели, свидетельствует об их связи с изменениями режима атмосферной циркуляции и интенсификации циклонической активности в полосе повышенного давления, известном как ось А. И. Воейкова. Особенно заметными были изменения на ЕЧР и в Западной Сибири к югу от 60-й параллели. При этом в ряде районов — в Поволжье, на юге Урала и Западной Сибири — преобладала тенденция увеличения числа дней с оттепелью, а в районах вдоль западных границ России и на юге ЕЧР смягчение зим выразилось в сокращении продолжительности устойчиво морозного периода.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. БСЭ, 1950.
2. Лебедева О. Н., 1938. Происхождение и характер оттепелей в Европейской части СССР. — Труды ГГО, вып.16(4).
3. Мирвис В. М., 2002. Закономерности изменения режима температуры воздуха на территории России в последнее столетие. — В кн.: Изменения климата и их последствия. — СПб.: Наука.
4. Неушкин А. И., Санина А. Т., 2000. Погодно-климатические характеристики экономических районов европейской части России. Сборник-справочник материалов за период 1881—1995 годы. — Обнинск.
5. Орлова В. В., 1958. Устойчивые морозы в СССР. — Труды ГГО, вып.85.
6. Хайруллин К. Ш., 1969. Оттепели на территории СССР. — Л.: Гидрометеоздат. — 88 с.
7. Хромов С. П., Мамонтова Л. И., 1974. Метеорологический словарь. — Л.: Гидрометеоздат. — 568 с.
8. IPCC. Climate change 2007 (in press).
9. Razuvaev V. N., Apasova E. G., Martuganov R. A., Steurer P., Vose R., 1993. Daily temperature and precipitation data for 223 U.S.S.R. stations. — ORNL/CDIAC, Numerical data package — 040, Oak Ridge National laboratory, Oak Ridge, Tennessee, USA.

ИЗМЕНЕНИЕ ГРАДУИРОВАННЫХ СКОРОСТЕЙ ВЕТРА НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ XX ВЕКА

А. А. Баранова, М. П. Голод, А. В. Мещерская

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

С использованием линейных трендов рассмотрено географическое распределение изменения скорости ветра по 12 градациям на территории России за 1936—2000 г. Выполнен анализ закономерностей и особенностей этого распределения. Показано преимущественное уменьшение на территории России среднегодовых скорости ветра и числа штилей, повсеместное увеличение повторяемости градаций скорости ветра 2—3 м/с и уменьшение повторяемости градаций 6—7 м/с, 8—9 м/с и последующих. Результаты расчетов представлены в виде карт-схем. Особое внимание уделено уменьшению повторяемости сильных ветров.

Рассмотрен вопрос о трендах дисперсий рядов метеорологических величин с сильно выраженной трендовой составляющей.

Выполнен анализ новых возможных причин уменьшения скорости ветра на территории России, связанных с общей циркуляцией атмосферы, в частности уменьшение приземного давления практически по всей территории России, особенно зимой.

THE CHANGE OF GRADUATED WIND VELOCITIES OVER THE TERRITORY OF RUSSIA IN THE SECOND HALF OF THE XX CENTURY

A. A. Baranova, M. P. Golod, A. V. Meshcherskaya

Main Geophysical Observatory

Using linear trends, the geographical distribution of wind velocity change is considered for 12 gradations over the territory of Russia for the period of 1936 up to 2000. Analysis of the regularities and specific features of this distribution has been made there is shown a prevailing decrease, over

the territory of Russia, of the annual mean wind velocity and the number of calms, a countrywide increase in the frequency of gradations 2—3 m/sec and a decrease in the frequency of gradations 6—7 m/sec, 8—9 m/sec and subsequent gradations of wind velocity. The results of calculations are presented as flow charts. A particular emphasis is placed on the decrease of strong wind frequency.

The problem was examined concerning the trends of dispersions of the series of meteorological values with pronounced trend component.

Analysis made of new possible causes of decreasing wind velocity over the territory of Russia which are related with the general atmospheric circulation, in particular the decrease of surface pressure practically all over the Russia, especially in winter has been.

Настоящая работа является развитием двух ранее опубликованных работ (Мещерская и др., 2004; Мещерская и др., 2006). В отличие от них в данной работе изменение скорости ветра рассматривается на всей территории России и в некоторых сопряженных государствах. Весь диапазон изменения скорости ветра разделен на более мелкие градации (их двенадцать), чем в работе Мещерской и др. (2006). Особое внимание уделено изменению повторяемости сильных ветров. В заключительной части работы (см. п. 4) с использованием дополнительных материалов вновь рассматривается вопрос о причинах уменьшения скорости ветра на территории России в 1936—2000 гг.

1. Характеристика исходных материалов и методические вопросы

В работе использован известный архив результатов 6- и 3-часовых метеорологических наблюдений на 223 станциях международного обмена, подготовленный во ВНИИГМИ—МЦД (Разуваев и др., 1995). Из 223 станций было отобрано 66, равномерно расположенных по территории России и сопряженных стран. Ряды данных проверялись на однородность в основном по графикам среднегодовых скорости ветра и повторяемости штилей. В архиве ВНИИГМИ—МЦД иногда под названием одной станции объединялись две с совершенно разными

характеристиками скорости ветра (Архангельск, Соломбала и Архангельск, опытное поле; Владивосток, порт и Владивосток; Петропавловск-Камчатский, маяк и Петропавловск-Камчатский). В этих случаях при анализе изменений скорости ветра по грациям приходилось отсекать „чужие отрезки ряда” и оценивать характеристики скорости ветра по более коротким рядам срочных наблюдений.

Следует заметить, что однородность рядов скорости ветра зависит от очень многих факторов. Учесть все нарушения неоднородности практически невозможно. Остановимся только на одном из них, особенно существенном при больших скоростях ветра, — это замена флюгера на анеморумбометр, которая была реализована на большинстве метеорологических станций в середине 70-х годов. За конкретные сроки результаты наблюдений по двум приборам различаются при скорости ветра 8 м/с и более. В настоящее время в основном используются два метода пересчета результатов наблюдений по анеморумбометру к флюгерным (и обратно): метод М. М. Борисенко, опубликованный в Методических рекомендациях (1990), одобренных ЦМКП Росгидромета, и метод, предложенный В. И. Кондратюком (Кондратюк, 1984).

В табл. 1 представлены значения скорости ветра, измеренные по анеморумбометру (V_a) и приведенные к показаниям флюгера по первому ($V_{фл}$) и второму ($V_{фл}$) методам. Наибольший интерес представляют разности $V_{фл} - V_{фл}$. При $V_a = 10...13$ м/с разность $V_{фл} - V_{фл}$ близка к нулю. При скорости ветра в диапазоне 14—30 м/с $V_{фл} - V_{фл}$, т. е. приводя V_a к флюгерным показаниям по методу М. М. Борисенко, получаем более высокие значения скорости ветра, чем по методу В. И. Кондратюка. Разность $V_{фл} - V_{фл}$ возрастает с увеличением V_a . Она особенно существенно возрастает в диапазоне больших скоростей (20—30 м/с) — от 1,7 до 4,6 м/с. Исключение составляет диапазон скорости ветра 8—9 м/с, для которого $V_{фл} - V_{фл} < 0$, т. е. значения, приведенные по первому методу, меньше значений, приведенных по второму, что можно объяснить погрешностями приведения. Напомним, что обычно считается (Бернгардт, Заварина, 1974; Кошинский, 1978), что при скорости ветра 8—10 м/с и менее различия в скоростях ветра, измеренных анеморумбометром и определенных по флюгеру, незначительны (по нашим оценкам, эти различия незначительны до $V_a = 13$ м/с).

Здесь, как и в работах, упомянутых в начале, приведение V_a к показаниям флюгера выполнено по методу Борисенко, т. е. приведенные

Таблица 1

Сравнение значений скорости ветра (м/с), измеренных по анеморумбому (V_а), с приведенными к показаниям флюгера по уравнению связи М. М. Борисенко (V_{фл}) и по графику В. И. Кондратюка (V_{фл})

V _а	V _{фл}	V _а / V _{фл}	V _{фл}	V _а / V _{фл}	V _{фл}	V _а	V _{фл}	V _а / V _{фл}	V _{фл}	V _а / V _{фл}	V _{фл}	V _{фл}
8	8	1,0	9,0	0,89	-1,0	20	24,7	0,81	23,0	0,87	1,7	
9	9,4	0,96	10,0	0,90	-0,6	21	26,1	0,80	23,9	0,88	2,2	
10	10,8	0,93	11,0	0,91	-0,2	22	27,5	0,80	25,0	0,88	2,5	
11	12,2	0,90	12,0	0,92	0,2	23	28,9	0,80	26,1	0,88	2,8	
12	13,6	0,88	13,5	0,89	0,1	24	30,3	0,79	27,0	0,89	3,3	
13	15,0	0,87	14,9	0,87	0,1	25	31,7	0,79	28,0	0,88	3,7	
14	16,4	0,85	15,9	0,88	0,5	26	33,0	0,79	30,0	0,87	3,0	
15	17,8	0,84	17,0	0,88	0,8	27	34,4	0,78	31,0	0,87	3,4	
16	19,2	0,83	18,0	0,89	1,2	28	35,8	0,78	32,0	0,88	3,8	
17	20,5	0,83	19,1	0,89	1,4	29	37,2	0,78	33,0	0,88	4,2	
18	21,9	0,82	20,4	0,88	1,5	30	38,6	0,78	34,0	0,87	4,6	
19	23,3	0,82	22,1	0,86	1,2							

значения ($V_{\text{фл}}$) завышены по сравнению с ($V_{\text{фл}}$), особенно при больших скоростях ветра. По-видимому, это оправдано, поскольку возможный недоучет больших скоростей ветра с практической точки зрения более опасен.

В связи с вышеизложенным полезно оценить долю сильных ветров в общем числе срочных наблюдений за скоростью ветра. Заметим, что за период с 1936 по 1965 г. в работе использованы результаты четырехсрочных наблюдений за скоростью ветра в климатические сроки 1, 7, 13 и 19 ч по местному среднесолнечному времени. С 1966 г. в часовых поясах с восьмисрочными наблюдениями (Богданова, Мещерская, 1998) отбирались четырехсрочные наблюдения за сроки, ближайшие к перечисленным выше, — обычно за 0, 6, 12 и 18 ч по московскому времени. Общее число четырехсрочных наблюдений за год составляет 1460.

В табл. 2 приведена повторяемость сильных ветров по данным срочных станционных наблюдений за 1951—2000 гг. К сильным условно отнесен ветер, скорость которого превышает 14 м/с. Именно для этих скоростей ветра разности приведенных к флюгеру значений скорости ветра по двум методам становятся устойчиво положительными, причем $V_{\text{фл}} > V_{\text{фл}} - 0$.

Повторяемость сильных ветров и их доля в процентах от общего числа срочных наблюдений рассчитаны по трем градациям: 14—17, 18—20 и более 20 м/с. Из 66 станций в табл. 2 включено только 15, на которых доля сильных ветров в диапазоне от 14 до 17 м/с превышает 1 % от общего числа срочных наблюдений (1460). Это станции с наиболее высокими среднегодовыми скоростями ветра.

Для всех трех градаций сильных ветров их наибольшая повторяемость наблюдается в Петропавловске-Камчатском, на Диксоне и в Анадыре, где она составила соответственно 6,2 %, 6,1 % и 4,9 % для градации 14—17 м/с и в 2—3 раза меньше для двух других градаций. На остальных станциях, данные которых приведены в табл. 2, повторяемость сильных ветров еще меньше: лишь на четырех станциях доля сильных ветров в диапазоне 14—17 м/с превышает 2 %. Повторяемость скорости ветра, превышающей 20 м/с, как правило, составляет десятки доли процента.

На 51 станции, не вошедших в табл. 2, доля сильных ветров градации 14—17 м/с составляет менее 1 % (14 случаев за год) общего числа

Таблица 2

Повторяемость (число случаев n и доля общего числа случаев, %) сильных ветров по данным срочных стационарных наблюдений на территории России за 1951—2000 гг.

Название	\bar{V}	14—17 м/с		18—20 м/с		>20 м/с	
		n	%	n	%	n	%
Александровск-Сахалинский	4,5	28,0	1,9	10,7	0,7	6,0	0,4
Анадырь	6,8	71,6	5,0	36,7	2,5	36,8	2,5
Аральское море	5,2	17,5	1,2	4,1	0,3	1,6	0,1
Владивосток	5,8	44,7	3,6	11,1	0,9	9,3	0,8
Гурьев	4,8	28,4	2,0	6,8	0,5	2,6	0,2
Диксон	7,1	88,4	6,1	28,8	2,0	18,5	1,3
Жиганск	3,9	19,3	1,3	3,6	0,3	0,9	0,1
Корф	5,2	35,0	2,4	9,2	0,6	3,2	0,2
Магадан	4,3	20,4	1,4	7,7	0,5	3,4	0,2
Мурманск	5,0	22,5	1,6	4,3	0,3	1,0	0,1
Петропавловск-Камчатский	6,9	90,9	6,2	39,9	2,7	29,3	2,0
Уральск	3,5	17,4	1,2	3,3	0,2	0,3	0,0
Ханты-Мансийск	3,3	15,4	1,1	1,6	0,1	0,1	0,0
м. Шмидта	5,4	56,3	3,9	20,7	1,5	9,2	0,6
Южно-Курильск	5,2	44,6	3,1	15,1	1,0	9,0	0,6

срочных наблюдений. Это обстоятельство весьма существенно как с практической точки зрения, так и с методической: малая повторяемость больших скоростей ветра на подавляющем большинстве рассмотренных станций в значительной мере снимает остроту вопроса о выборе метода приведения анемометрических наблюдений к показаниям флюгера. В частности, от выбора метода не зависит среднегодовая и среднемесячная скорость ветра.

2. Линейные тренды рядов повторяемости градуированных значений скорости ветра

Ряды годовой повторяемости скорости ветра рассчитаны за период с 1936 по 2000 г. для 12 градаций: 1, 2—3, 4—5, 6—7, 8—9, 10—11, 12—13, 14—15, 16—17, 18—20, более 20 м/с и для штилей. Ряды аппроксимировались прямыми линиями, и по градациям оценивались изменения скорости ветра как отношение (k) первого значения тренда к последнему (Мещерская и др., 2004; 2006).

На рис. 1 приведены карты-схемы изменений повторяемости среднегодовой скорости ветра (a) и числа штилей (b), а также трех градаций скорости ветра: 2—3 м/с ($в$), 4—5 м/с ($г$) и 6—7 м/с ($д$).

Среднегодовая скорость ветра уменьшается на подавляющем большинстве станций России и сопредельных стран. Ранее аналогичный вывод был сделан для севера России (Мещерская и др., 2006). Среднегодовая скорость ветра особенно сильно уменьшилась на внутриматериковых станциях (в 1,5—2 раза), а на побережье Северного Ледовитого океана и Охотского моря это уменьшение не столь значительно (в 1,2—1,3 раза). Повсеместное уменьшение скорости ветра нарушается в обширном районе, охватывающем низовье р. Лены, бассейны рек Оленек, Яны и Индигирки, что связано с большой повторяемостью штилей в этом регионе, а также с ослаблением сибирского антициклона.

Повторяемость штилей (см. рис. 1 b) на 46 станциях из 66 также уменьшилась, что в основном связано с заменой флюгера на анеморумбометр, который отличается большей чувствительностью и соответственно фиксирует меньшее число штилей. Однако на 20 станциях повторяемость штилей в период 1936—2000 гг. не уменьшилась, а возросла. Это характерно для морских побережий (Архангельск, Астрахань, Гурьев, Красноводск, Магадан), для степных и полупустынных районов (Саратов, Уральск, Кустанай, Семипалатинск), а также для городов со значительным увеличением защищенности станций (Москва, Киев).

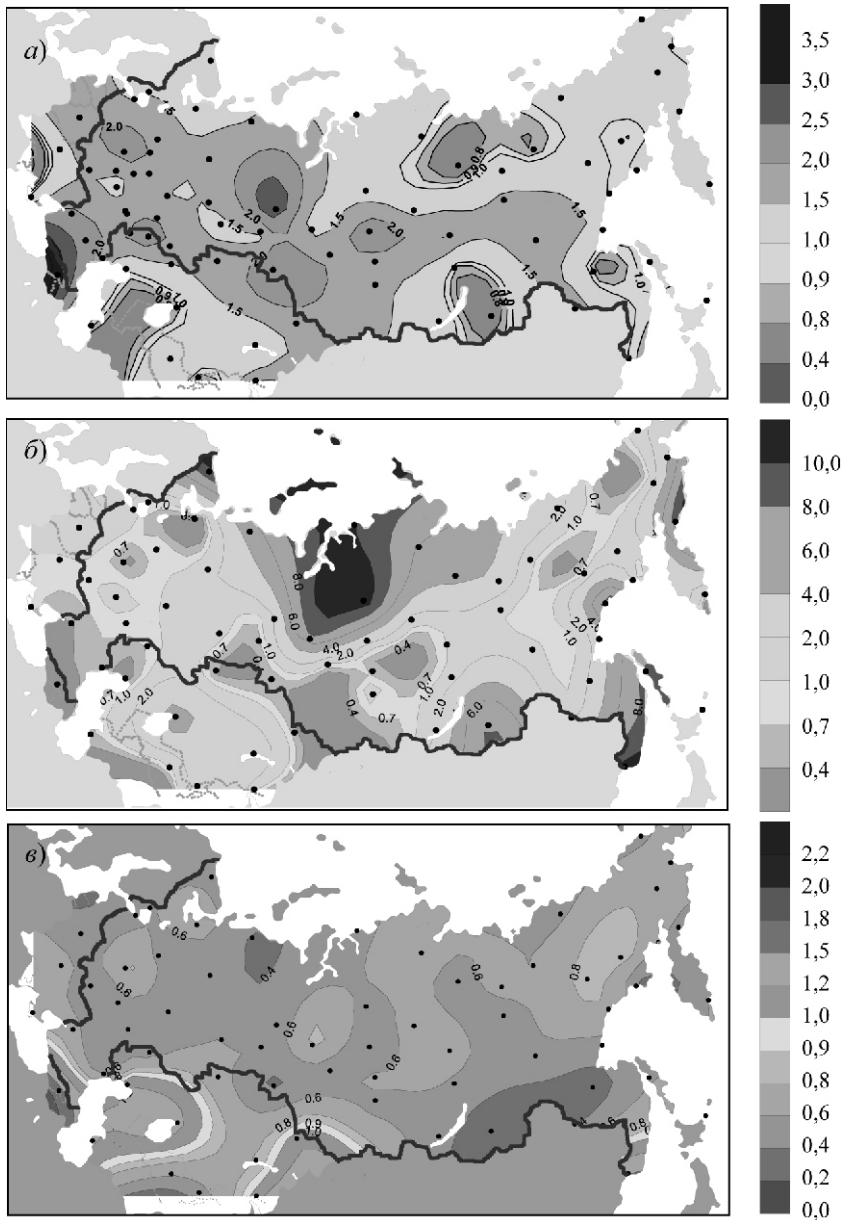
Заметим, что в отличие от скорости ветра методы устранения неоднородности рядов повторяемости штилей, связанные с заменой флюгера на анеморумбометр, пока что не разработаны.

Карты-схемы изменения повторяемости градаций 2—3, 3—4 и 6—7 м/с (см. рис. 1 $в—д$) четко демонстрируют следующую закономер-

ность: повторяемость слабых ветров (2—3 м/с) повсеместно увеличилась ($k < 1$), а повторяемость градации 6—7 м/с и всех остальных градаций, превышающих эту величину, повсеместно уменьшилась (исключение составляют районы активной ветровой деятельности, например о. Диксон, Анадырь, Мурманск и др.). Повторяемость градации 4—5 м/с увеличилась в одних регионах (побережье Северного Ледовитого океана, Забайкалье, Дальний Восток) и уменьшилась в других (юг Среднесибирского плоскогорья, европейская часть России).

С точки зрения ветроэнергетики заслуживает внимания уменьшение повторяемости скорости ветра 6—7 м/с. В большинстве районов России повторяемость этой градации уменьшилась в 2—10 раз, особенно сильно (в 7—10 раз и более) в Алдане, Астрахани, Благовещенске, Вилуйске, Ербогачене, Иркутске, Ханты-Мансийске и на ряде других станций. При этом коэффициенты линейных трендов теряют свой смысл, так как линии регрессии на конце рядов попадают в область отрицательных значений рассматриваемых величин. По этой причине для сильных ветров градации 10—11 м/с и более построение карт-схем, аналогичных приведенным на рис. 1, не представляется возможным. Изменение повторяемости этих градаций можно проследить по табл. 3, в которой для пяти характерных станций приведены повторяемости градуированных скоростей ветра по шести десятилетиям (с 1941 по 2000 г.). На всех пяти станциях повторяемость градации 8—9 м/с (кроме Диксона), 10—11, 12—13, 14—15, 16—17, 18—20 и более 20 м/с имеет тенденцию к уменьшению, хотя это уменьшение не всегда происходит равномерно. Так, в Мурманске повторяемость градации 10—11 м/с от первого десятилетия (1941—1950 гг.) к последнему (1991—2000 гг.) уменьшилась в 4,3 раза, а повторяемость последующих градаций уменьшилась в 2, 8, 5, 15 и 11 раз соответственно. В Омске и Астрахани уменьшение повторяемости градации 8—9 м/с и более сильных ветров выражено еще резче. Аналогичные результаты получены для большинства других метеорологических станций на территории России.

На первый взгляд, вывод об уменьшении повторяемости скорости ветра 6—7 м/с и более противоречит выводам других авторов. В работе А. И. Бедрицкого, Н. Н. Коршунова и др. (2001) выполнен анализ повторяемости опасных гидрометеорологических явлений, вызванных ветром, на территории России за период с 1991 по 2000 г. Сделан вывод



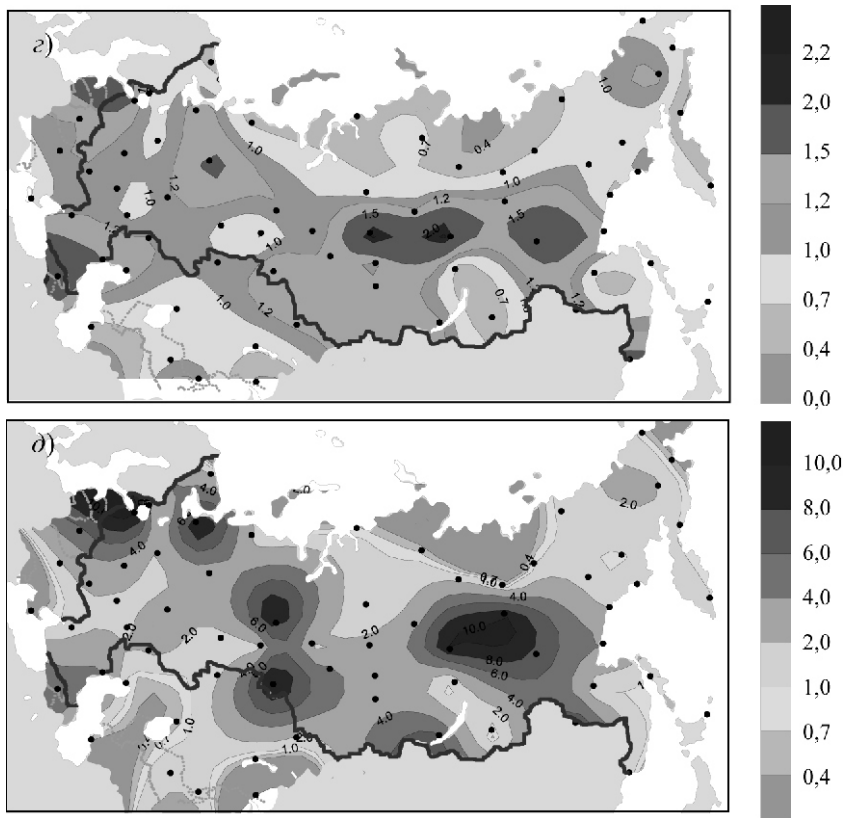


Рис. 1. Распределение по территории России величины изменения повторяемости среднегодовой скорости ветра (*a*), числа штилей (*б*), градаций скорости ветра 2—3 м/с (*в*), 4—5 м/с (*з*) и 6—7 м/с (*д*), рассчитанной как отношение первого значения линейного тренда к последнему за период с 1936 по 2000 г.

Таблица 3

**Повторяемость срочных скоростей ветра (м/с) по градациям с осреднением по десятилетиям
за 1941—2000 гг.**

Период	Скорость ветра, м/с											
	0	1	2—3	4—5	6—7	8—9	10—11	12—13	14—15	16—17	18—20	>20
<i>Диксон</i>												
1941—1950	843	572	1652	2434	2242	1984	1790	1015	754	534	537	223
1951—1960	1056	526	1855	2770	2186	2131	1385	890	602	464	439	307
1961—1970	702	376	1784	2970	2660	2278	1084	1050	481	600	394	226
1971—1980	236	400	2323	3324	2931	2164	804	1064	395	527	261	178
1981—1990	261	401	2577	3527	2897	2240	808	988	297	315	168	128
1991—2000	219	280	2259	3109	2644	2126	739	896	303	402	164	86
<i>Мурманск</i>												
1941—1950	1600	886	2388	2710	2405	1556	1442	596	520	288	182	34
1951—1960	1252	1054	2916	3137	2330	1313	1312	540	366	236	137	18
1961—1970	666	845	3386	3871	2680	1641	864	370	117	95	51	20
1971—1980	490	781	4024	4266	2812	1402	442	284	55	41	4	7
1981—1990	229	866	3974	4372	3013	1314	352	275	39	39	8	2
1991—2000	468	787	3676	4221	2706	1262	336	294	66	55	12	3

<i>Верхоянск</i>												
1941—1950	8461	1116	3055	1092	329	129	26	17	3	4	7	0
1951—1960	8181	1280	3539	1045	295	95	23	16	7	6	1	0
1961—1970	7848	1927	3477	1027	236	47	27	11	2	0	1	0
1971—1980	7129	2993	3128	1012	263	58	14	11	2	1	0	0
1981—1990	5101	3272	4324	1440	354	96	9	8	2	0	0	0
1991—2000	4859	2082	3184	1177	292	92	14	7	1	0	0	0
<i>Омск</i>												
1941—1950	965	1086	3802	4011	2446	1389	386	341	110	62	10	0
1951—1960	500	1223	4042	4363	2334	1077	698	210	105	47	12	1
1961—1970	1290	1948	5177	3852	1622	470	177	50	7	11	0	0
1971—1980	1045	1912	6829	3718	885	174	35	8	0	1	1	0
1981—1990	1000	1985	7172	3549	754	88	11	7	1	0	0	0
1991—2000	1272	2432	7099	3085	532	71	6	1	0	0	0	0
<i>Астрахань</i>												
1941—1950	416	1520	4493	4228	2298	663	508	200	110	43	7	0
1951—1960	402	1153	4457	4276	2381	823	632	245	112	91	34	6
1961—1970	548	1698	5392	3845	1840	775	299	135	32	29	4	5
1971—1980	1326	2283	5486	3341	1435	498	163	64	3	6	5	0
1981—1990	632	2422	7178	3162	912	185	100	10	4	1	0	0

об увеличении повторяемости ветров разрушительной силы в течение этого десятилетия. Этот вывод основан не на данных регулярных метеорологических наблюдений на станциях, а на материалах сбора и систематизации сведений о стихийных явлениях и их последствиях. При этом отсутствует количественный критерий понятия „ветер разрушительной силы”, под которым имелся в виду ветер любой скорости, приведший к экономическим потерям.

Известной неопределенностью отличаются выводы автора диссертации (Швень, 2006) по этому же вопросу. Для выборки дней с сильным ветром на территории Украины Н.И. Швень использовала отчеты об особо опасных явлениях (ООЯ), называемых также стихийными гидрометеорологическими явлениями (СГЯ). Рассмотрен период с 1973 по 2004 г. Сделан вывод об увеличении числа дней с сильным ветром с начала 90-х годов до 2004 г. по сравнению с 70—80-ми годами.

Следует отметить, что критерий сильного ветра дважды менялся. В период с 1969 по 1985 г. к сильным относились ветры со скоростью 30 м/с. В более ранний и в более поздний периоды (до 2001 г. включительно) критерий сильного ветра был мягче (25 м/с). Поэтому ряд числа дней с сильным ветром неоднороден (Швень, 2006). Однако даже с учетом этого обстоятельства вывод Н. И. Швень, по-видимому, не изменится, так как повторяемость сильных ветров в 90-х годах в четыре раза больше, чем в предшествующий период.

Обращает на себя внимание тот факт, что в той же работе Швень приведены временные ряды числа дней с сильным ветром за 1966—2004 гг. на двух метеорологических станциях Украины: Дарьевка и Аскания Нова. За этот период на станции Аскания Нова число дней с сильным ветром не изменилось, а на станции Дарьевка повторяемость сильных ветров с середины 70-х годов и до 2004 г. уменьшилась в несколько раз. Это в целом согласуется с выводами, приведенными в настоящей работе.

Что касается увеличения повторяемости ветров разрушительной силы в десятилетие с 1991 по 2000 г. (Бедрицкий, Коршунов и др., 2001) и выводов Н. И. Швень по материалам наблюдений за СГЯ, то очевидно, что они несопоставимы с результатами наблюдений на метеорологических станциях.

Возникает вопрос, каким результатам следует отдать предпочтение. С одной стороны, плотность сети метеорологических станций

слишком мала, для того чтобы можно было отметить все случаи очень сильных ветров на территории административных единиц, и это недостаток результатов наблюдений на метеорологических станциях. С другой стороны, наблюдения на метеорологических станциях объективны в отличие от субъективной фиксации особо опасных ветров на местах. Следует иметь в виду, что ущерб от сильных ветров и других ООЯ в настоящее время частично компенсируется государством. Поэтому возможно существование тенденции к завышению повторяемости и силы опасных стихийных явлений, в том числе ветров разрушительной силы, если они фиксируются вне метеорологических станций.

3. О средних квадратических отклонениях рядов скорости ветра

Для стационарных рядов метеорологических величин их среднее квадратическое отклонение () рассчитывается по общеизвестной формуле

$$\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}, \quad (1)$$

где x_i — ряд значений метеорологической величины, n — длина ряда, i — порядковый номер года, \bar{x} — среднее многолетнее значение ряда (норма).

Для метеорологических рядов с сильно выраженным трендом понятие среднего многолетнего значения ряда по существу теряется. В качестве „нормы” скорее можно принимать значения тренда для каждого года. В этом случае среднее квадратическое отклонение метеорологического ряда должно рассчитываться по следующей формуле:

$$\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)^2}, \quad (2)$$

где y_i — ряд значений тренда.

Очевидно, что для нестационарных рядов $\sigma_{\text{т}}$. Это подтверждает табл. 4, в которой приведены средние квадратические отклонения скорости ветра, рассчитанные для 12 месяцев года в отклонениях от нормы по формуле (1) и в отклонениях от значений тренда по формуле (2), а также их разности (Ds) для трех выбранных станций на территории России.

Таблица 4

Годовой цикл средних квадратических отклонений (σ и σ_r) среднемесячной скорости ветра и их разностей (σ_r), рассчитанных за 1961—2000 гг.

Месяц	Казань			Павелец			Октябрьский городок		
		σ	σ_r		σ	σ_r		σ	σ_r
I	0,98	0,84	0,14	1,27	0,84	0,43	0,92	0,84	0,08
II	0,87	0,77	0,10	1,28	0,98	0,30	0,78	0,78	0
III	0,86	0,67	0,19	1,28	0,81	0,47	0,81	0,79	0,02
IV	0,68	0,53	0,15	1,09	0,74	0,35	0,57	0,55	0,02
V	0,66	0,52	0,14	0,90	0,55	0,35	0,56	0,56	0
VI	0,59	0,43	0,16	0,91	0,51	0,40	0,55	0,54	0,01
VII	0,59	0,45	0,14	0,84	0,49	0,35	0,48	0,47	0,01
VIII	0,58	0,46	0,12	0,88	0,55	0,33	0,42	0,41	0,01
IX	0,66	0,53	0,13	0,90	0,55	0,35	0,50	0,50	0
X	0,92	0,73	0,19	1,16	0,74	0,42	0,84	0,81	0,03
XI	1,15	0,91	0,24	1,35	0,86	0,49	0,82	0,78	0,04
XII	0,97	0,81	0,16	1,39	0,94	0,45	0,82	0,78	0,04

Таблица 4 позволяет, во-первых, проследить годовой ход с среднемесячной скорости ветра с наибольшими значениями в зимние месяцы. Годовой ход σ соответствует годовому ходу средней месячной скорости ветра, наибольшие значения которой также наблюдаются зимой. Годовой ход D_s среднемесячной скорости ветра, рассчитанной по двум формулам, выражен слабо.

Ряды среднемесячных разностей (σ_r) существенно различаются, в том числе на трех станциях, данные которых приведены в табл. 4. Они зависят от углового коэффициента линейного тренда или от разности (k) первого и последнего значений тренда. Чем сильнее выражен

тренд, тем больше (например, в Павельце, см. табл. 4). Эту зависимость демонстрирует рис. 2, построенный по результатам расчетов на восьми станциях европейской части России за 1961—2000 гг. Между месячными значениями и k прослеживается прямая зависимость с коэффициентом корреляции $r = 0,93$.

В последние годы дискутируется вопрос о том, возрастает ли изменчивость метеорологических величин, и в частности скорость ветра, во времени.

В работе Грузы, Раньковой (1993) предлагается квадраты отклонений метеорологических величин от тренда рассматривать как ряд дисперсий. В таком случае тренд ряда дисперсий будет равен тренду ряда самой величины. Поскольку тренды скорости ветра на территории России преимущественно отрицательные, то тренды рядов изменчивости скорости ветра имеют тот же знак, так как изменчивость скорости ветра на большинстве станций России уменьшается за период с 1936 по 2000 г. При этом если дисперсии рассчитывать в отклонениях от „нормы”, то тренд дисперсий, возможно, будет положительным, однако такой подход для рядов с выраженным трендом представляется некорректным.

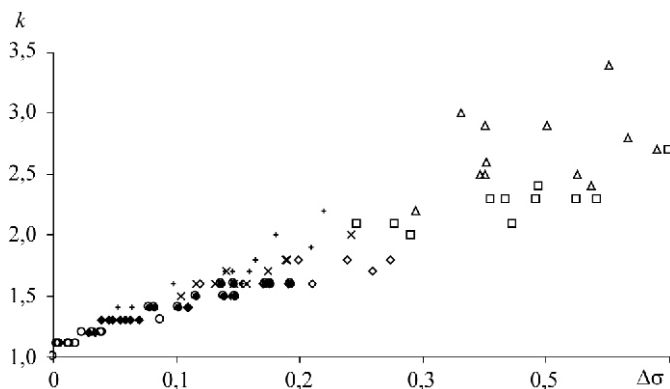


Рис. 2. Зависимость между разностями () средних квадратических отклонений () среднемесячной скорости ветра, рассчитанных в отклонениях от нормы и от значений тренда, и величиной k (отношение первого значения тренда к последнему) за период с 1961 по 2000 г.

4. К вопросу о причинах уменьшения скорости ветра на территории России

В работах Мещерской и др. (2004, 2006) вопрос о причинах уменьшения скорости ветра на территории России уже рассматривался. Можно выделить две группы возможных причин, определяющих это уменьшение. Во-первых, увеличивается защищенность метеорологических площадок вследствие застройки окружающих территорий и роста деревьев, а также за счет переноса метеорологических станций. Увеличение защищенности метеорологических площадок по оценкам, приведенным в упомянутых выше работах, имеет первостепенное значение. К первой группе причин в принципе относится и замена флюгера на анеморумбометр, однако введение поправочных коэффициентов в основном снимает этот вопрос. Во-вторых, изменяется режим общей циркуляции атмосферы.

В ряде работ (Бардин, 1995; Мещерская и др., 2001) показано, что в течение XX века увеличивалась повторяемость циклонов и уменьшалась повторяемость антициклонов, особенно в атлантико-европейском секторе Северного полушария.

На рис. 3 представлено (Мещерская и др., 2001) изменение числа дней с циклонической циркуляцией в четырех из восьми районов, выделенных в работе Вительса (1965).

В целом за рассматриваемый период повторяемость дней с циклонической циркуляцией возросла на 18 % в первом районе и на 36 % в пятом (в процентах от средней за тот же период). Эти изменения статистически значимы. В четвертом районе повторяемость циклонической циркуляции увеличилась на 15 %, а в седьмом — практически не изменилась. Следует отметить, что на фоне преимущественного увеличения повторяемости циклонов прослеживается тенденция к ее уменьшению с середины 90-х годов и до 2006 г. включительно. На первый взгляд, усиление циклоничности должно сопровождаться увеличением повторяемости больших скоростей ветра в связи с более частым прохождением фронтов. Однако скорость ветра уменьшается, а не растет.

Ранее был получен еще один результат, не подтверждающий связь уменьшения скорости ветра на территории России с изменением циркуляционных условий. В работе Мещерской и др. (2006) для 20 станций, расположенных на севере России, за период с 1961 по 2000 г. оценены тренды среднегодовой скорости ветра на изобарических поверх-

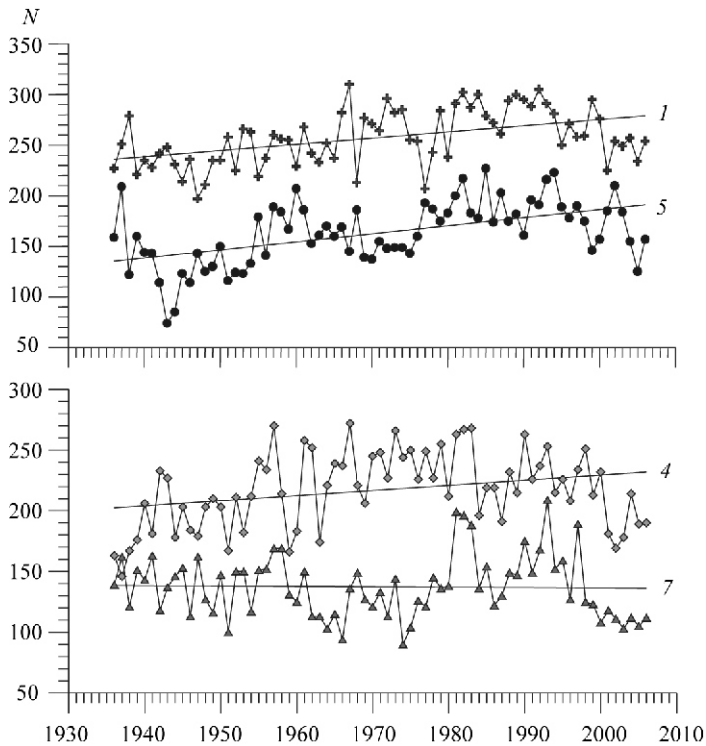
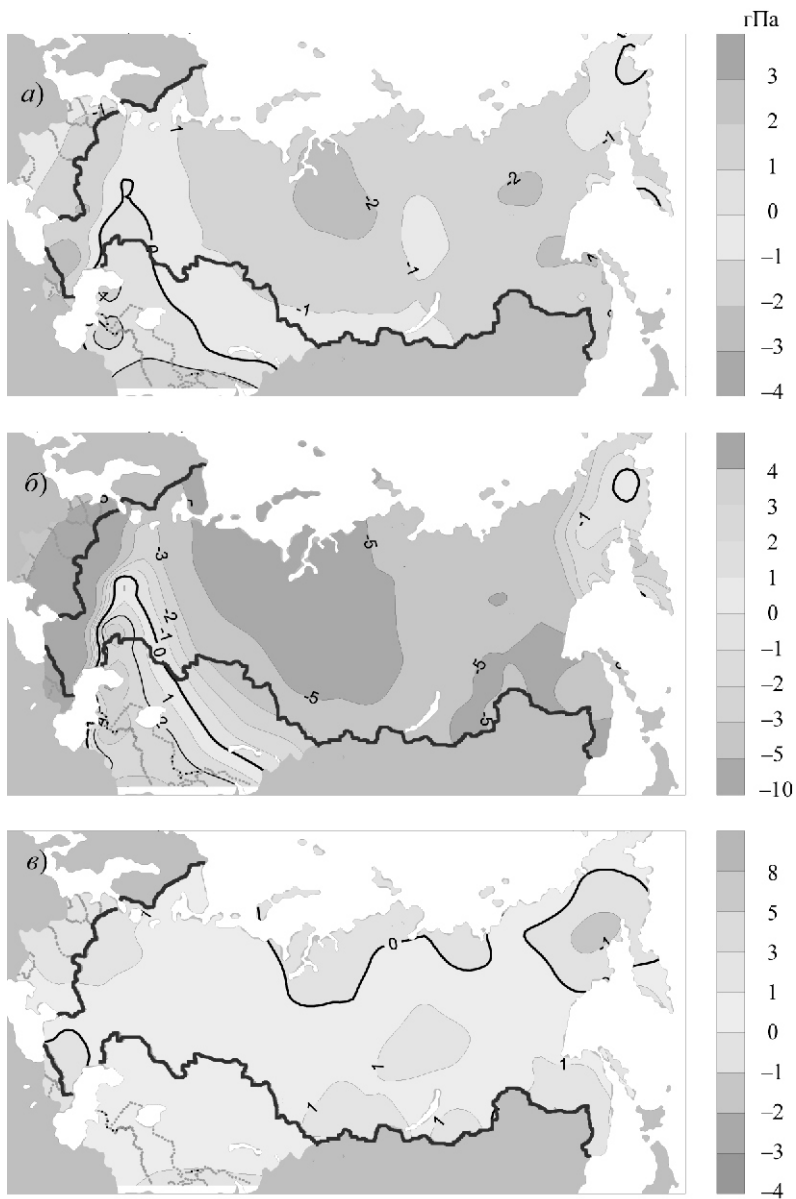


Рис. 3. Изменение числа дней (N) с циклонической циркуляцией в районе Исландского минимума (1), Азорского максимума (5), севера Евразии (4), центра и юга европейской части России (7) за 1936—2006 гг. (номера районов приведены в соответствии с работой Вительса (1965)).

ностях 850, 500 и 300 гПа и рассчитаны тренды скорости приземного ветра на тех же станциях. Выявлено, что ни на одной аэрологической станции скорость ветра на высотах не уменьшилась. На поверхности 300 гПа она возросла на 17 станциях из 20. За 40 лет на ближайшей к земле поверхности 850 гПа скорость ветра не изменилась на 13 станциях и увеличилась на семи. Между тем скорость приземного ветра не изменилась на четырех станциях, увеличилась на двух и уменьшилась на 14, причем на 12 станциях это уменьшение статистически значимо при 5 %-ном уровне значимости.



Основные барические образования — циклоны и антициклоны — простираются до высот 3—5 км и более. Если бы уменьшение скорости приземного ветра было связано с циклонами и антициклонами, то на поверхностях 850 гПа (высота примерно 900 м) и 500 гПа (высота примерно 5 км) скорость ветра изменялась бы аналогично изменениям скорости приземного ветра. Поскольку этого соответствия не наблюдается, изменения скорости ветра у земли и на высотах определяются разными факторами.

Еще одно изменение большого пространственного масштаба, связанное с циркуляцией, — это повсеместная тенденция к падению атмосферного давления. Для Западной Сибири эта тенденция впервые выявлена в работе Ипполитова и др. (2004).

Рассмотрим карты-схемы изменения приземного давления на всей территории России и некоторых сопредельных стран за год, зимой и летом (рис. 4). Карта изменения приземного давления получена путем расчета коэффициентов линейных трендов приземного давления за год, умноженных на число лет в узлах регулярной сетки $5^\circ \times 5^\circ$ за период с 1946 по 2005 г.

Уменьшение приземного давления практически на всей территории России особенно четко прослеживается зимой (см. рис. 4 б). Регион наибольшего падения давления (до 5 гПа и более) охватывает северо-восток Европейской территории, бассейны рек Оби и Енисея, кроме их нижнего течения. Это сопровождается ослаблением зимнего сибирского антициклона.

Летом (см. рис. 4 в) наблюдается слабый рост давления, который редко превышает 1 гПа. Среднегодовая карта-схема (см. рис. 4 а) характеризуется небольшим падением приземного давления (1—2 гПа) практически на всей территории России.

Тенденция к уменьшению приземного давления во второй половине XX века, возможно, приводит к ослаблению барических градиентов и может быть одной из причин ослабления ветра на территории России.

Рис. 4. Изменение приземного давления (гПа) на территории России за период 1946—2005 гг.

а — за год, *б* — зимой, *в* — летом.

Обратимся теперь к повторяемости форм циркуляции Г. Я. Вангенгейма. Из трех форм циркуляции (западная W , восточная E и меридиональная C) наибольший интерес представляет западная. Увеличение ее повторяемости сопровождается усилением выноса теплых и влажных воздушных масс с Северной Атлантики и, возможно, усилением преобладающих западных ветров, по крайней мере, на европейской части России и в Западной Сибири.

На рис. 5, построенном по материалам ААНИИ, представлен ряд повторяемости формы W за 1905—2006 гг. С начала века и до середины 70-х годов повторяемость западной формы циркуляции неуклонно снижалась. Это дало основание ряду авторов (Кобышева и др., 1983; Белокрылова, 1989) по материалам наблюдений до 1980 г. объяснить уменьшение скорости ветра на российских станциях уменьшением повторяемости формы W . Однако с середины 70-х годов и до первых лет XXI века повторяемость западной формы циркуляции возрастает, но при этом скорость ветра продолжает уменьшаться (во всяком случае до 2000 г.). Об этом свидетельствует ряд осредненной по данным 10 мете-

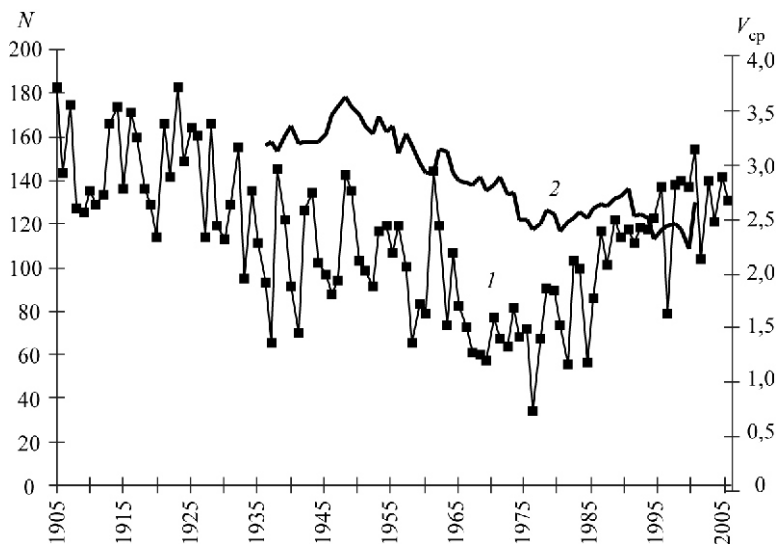


Рис. 5. Повторяемость числа дней (N) с западной формой циркуляции (по Вангенгейму) за 1905—2006 гг. (1) и ряд осредненных по данным 10 станций значений среднегодовой скорости ветра (V_{cp}) за 1936—2000 г. (2).

орологических станций среднегодовой скорости ветра, представленный на рис. 5 вместе с рядом повторяемости формы *W*. Следовательно, изменение повторяемости западной формы циркуляции не может рассматриваться в качестве основной причины ослабления ветров на территории России в период с 1936 по 2000 г.

Таким образом, пока нет доказанных зависимостей между уменьшением скорости ветра на территории России и характеристиками общей циркуляции атмосферы. Возможным исключением является повсеместное уменьшение градиентов приземного давления, но влияние этого фактора на изменение скорости ветра еще требует обоснованных доказательств.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бардин М. Ю., 1995. Изменчивость характеристик циклоничности в средней тропосфере умеренных широт Северного полушария. — *Метеорология и гидрология*, № 11, с. 24—37.
2. Бедрицкий А. И., Коршунов А. А. и др., 2001. Опасные гидрометеорологические явления и их влияние на экономику России — *Метеорология и гидрология*, № 9, с. 5—17.
3. Белокрылова Т. А., 1989. Об изменении скоростей ветра на территории СССР. — *Труды ВНИИГМИ—МЦД*, вып. 150, с. 38—47.
4. Бернгардт Р. П., Заварина М. В., 1974. Климатологическая оценка точности измерения больших скоростей ветра. — *Труды ГГО*, вып. 333, с. 121—129.
5. Богданова Э. Г., Мещерская А. В., 1998. Оценка влияния потерь на смачивание на однородность рядов годовых сумм осадков. — *Метеорология и гидрология*, № 11, с. 88—99.
6. Вительс Л. А., 1965. Характеристики барико-циркуляционного режима. — Л.: Гидрометеиздат. — 127 с.
7. Груза Г. В., Ранькова Э. Я., 2003. Колебания и изменения климата на территории России. — *Изв. РАН, Физика атмосферы и океана*, т. 39, № 2, с. 166—185.
8. Ипполитов И. И., Кабанов М. В., Комаров А. И., Кусков А. И., 2004. Современные природно-климатические изменения в Сибири: ход среднегодовых приземных температур и давления. — *География и природные ресурсы*, № 3, с. 90—96.
9. Кобышева Н. В., Степанская Г. А., Чмутова З. Е., 1983. О точности расчета климатических характеристик ветра для научно-прикладного справочника по климату СССР. — *Труды ГГО*, вып. 475, с. 55—60.
10. Кондратюк В. И., 1984. Об устранении неоднородности в рядах ветра. — *Труды ГГО*, вып. 485, с. 130—134.
11. Кошинский С. Д., 1978. Режимные характеристики сильных ветров на морях Советского Союза. Часть 2. Север Японского, Охотского и Берингово моря. — Л.: Гидрометеиздат. — 389 с.

12. Методические рекомендации по определению расчетных скоростей ветра для оценки особых воздействий на конструкции зданий и сооружений атомных станций. — Л., изд. ГГО, 1990. — 45 с.

13. Мещерская А. В., Гетман И. Ф., Борисенко М. М., Шевкунова Э. И., 2004. Мониторинг скорости ветра на водосборе Волги и Урала в XX веке. — Метеорология и гидрология, № 3, с. 83—97.

14. Мещерская А. В., Еремин В. В., Баранова А. А., Майстрова В. В., 2006. Изменение скорости ветра на севере России во второй половине XX века по приземным и аэрологическим данным. — Метеорология и гидрология, № 9, с. 46—58.

15. Мещерская А. В., Маргасова В. Г., Образцова М. З., Григор О. Ю., 2001. Снижение антициклоничности (рост циклоничности) на севере Евразии в связи с глобальным потеплением климата. — Изв. РАН, сер. географ., № 6, с. 15—24.

16. Разуваев В. Н., Апасова Е. Г., Мартуганов Р. А., 1995. Шести- и трехчасовые метеорологические наблюдения по данным 223 станций СССР. — Обнинск: Изд-во ВНИИГМИ—МЦД. — 69 с.

17. Швень Н. И., 2006. Особенности режима ветра на территории Украины и их связь с глобальными изменениями атмосферной циркуляции и другими факторами. — Автореф. дис. ... канд. геогр. наук, СПб. — 19 с.

ОБНАРУЖЕНИЕ КЛИМАТОЛОГИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ РЯДОВ С ПОМОЩЬЮ ВЕЙВЛЕТОВ

В. Э. Ницис

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

Показана применимость вейвлет анализа к оценке однородности метеорологических рядов. Для ряда осадков на метеостанции Одесса построены вейвлет спектрограммы по базисам Хаара и Добеши, на которых отчетливо видны нарушения однородности, связанные с причинами методического характера.

CLIMATE HETEROGENEITY EVALUATION OF METEOROLOGICAL TIME SERIES USING WAVELET ANALYSIS

V. E. Nitsis

Main Geophysical Observatory

Wavelet analysis is used for evaluation the homogeneity of meteorological time series. Wavelet spectrograms according to Haar and Debesy basis's are plotted for precipitation time series in Odessa. They show distinctly the heterogeneity of analyzed time series which is bound up with the change of observation methods.

При изменении климата, происходящем в настоящее время, климатологическая неоднородность метеорологических рядов возникает как под влиянием человеческого фактора, так и без него. В первом случае она называется искусственной, во втором — естественной. В свою очередь, искусственная неоднородность метеорологических рядов может иметь как кратковременный характер, так и долговременный. Кратковременная искусственная климатологическая неоднородность

ряда, как правило, связана с переносом метеорологической станции, изменением сроков наблюдений, заменой приборов, что приводит к резкому изменению статистических характеристик ряда.

Долговременная искусственная климатологическая неоднородность может быть связана с постепенным изменением состава атмосферы за счет выброса парниковых газов и других примесей, которые являются продуктами хозяйственной деятельности человека. Таковую искусственную неоднородность достаточно сложно отделить от естественной.

В данной работе рассматривается искусственная климатологическая неоднородность метеорологических рядов, имеющая кратковременный характер.

Полный обзор методов оценки искусственной неоднородности метеорологических рядов представлен в работе Александровой (2006). Все методы можно разбить на две большие группы: 1) методы оценки неоднородности тестируемого ряда по опорному, 2) методы оценки неоднородности только по тестируемому ряду. Метод, предлагаемый в настоящей работе, относится ко второй группе и связан с анализом вейвлет-спектрограмм. Основное соображение применения вейвлетов для анализа искусственной неоднородности метеорологических рядов, носящей кратковременный характер, состоит в том, что в этом случае происходит всплеск амплитуды детализирующих коэффициентов разложения ряда на соответствующем масштабе времени воздействия τ , который намного меньше периода наблюдений T (или, другими словами, на высокой частоте ω , так как $\omega = 2\pi/\tau$). В отличие от преобразования Фурье, вейвлет-преобразование позволяет не только связать всплеск амплитуды с соответствующей частотой, но и локализовать его по времени, поэтому на вейвлет-спектрограмме, соответствующей высокой частоте, будут наблюдаться всплески амплитуды в тех частях ряда, где произошло нарушение однородности.

Вейвлеты можно разбить на два класса: 1) непрерывные и 2) дискретные. Выбор конкретного вейвлета существенно зависит от анализируемых данных наблюдений.

Непрерывные вейвлеты получают с помощью непрерывных масштабных преобразований и переносов „материнского” вейвлета (x) с произвольными значениями базисных параметров — масштабного коэффициента a и параметра сдвига b :

$$a,b(x) = |a|^{1/2} \frac{x-b}{a} . \quad (1)$$

Известно, что непрерывное вейвлет-преобразование обладает большой избыточностью и требует больших вычислительных затрат при его проведении, поэтому для практического применения необходима дискретизация значений a и b . Наиболее распространенной дискретизацией является диадическая. При этом $a = 2^{-j}$, $b = k2^{-j}$, где j пробегает множество целых чисел.

Если значения параметров подставить в формулу (1), то она примет вид

$$a_{j,k}(x) = 2^{j/2} (2^j x - k) . \quad (2)$$

Диадное вейвлет-преобразование относится к виду дискретных вейвлет-преобразований и с успехом может применяться для анализа как непрерывных, так и дискретных рядов наблюдений. Любую функцию $f(x) \in L^2(R)$, где $L^2(R)$ — гильбертово пространство, можно представить в виде ряда по ортогональному базису $a_{j,k}(x)$ в виде

$$f(x) = \sum_j \sum_k d_{j,k} a_{j,k}(x), \quad (3)$$

где $d_{j,k}$ — детализирующие вейвлет-коэффициенты на j_n -м уровне разрешения. В отличие от непрерывных вейвлетов дискретные вейвлеты являются ортогональными, и для них существует быстрое вейвлет-преобразование, называемое алгоритмом Малла (Дремин и др., 2001). В случае применения дискретного быстрого вейвлет-преобразования к дискретным рядам итерационные формулы примут вид

$$a_{j+1,k} = \sum_m h_m a_{j,2k-m}, \quad (4)$$

$$d_{j+1,k} = \sum_m g_m a_{j,2k-m} \quad (5)$$

где $a_{0,k}$ — исходный ряд данных, $a_{j+1,k}$ и $d_{j+1,k}$ — аппроксимирующие и детализирующие коэффициенты ряда соответственно, h_m — коэффициенты „отцовского” вейвлета, а g_m — коэффициенты „материнского” вейвлета.

Для обнаружения искусственной неоднородности ряда данных годовых сумм осадков по станции Одесса (1936—1970 гг.) мы испытали два базиса простейших дискретных вейвлетов — это вейвлет Хаара и вейвлет Добеши (Смоленцев, 2005) с $2M$ коэффициентами, где $M = 2$.

На рис. 1 приведены численные значения коэффициентов и графики для „отцовского” h_m и „материнского” $g_k = (-1)^k h_{2M-1-k}$ вейвлета Хаара, где

$$h_0 = \frac{1}{\sqrt{2}}; h_1 = \frac{1}{\sqrt{2}}; g_0 = h_0; g_1 = h_1.$$

На рис. 2 приведены численные значения коэффициентов и графики для „отцовского” h_k и „материнского” $g_k = (-1)^k h_{2M-1-k}$ вейвлета Добеши, где

$$h_0 = \frac{1}{4\sqrt{2}}; h_1 = \frac{3}{4\sqrt{2}}; h_2 = \frac{3}{4\sqrt{2}}; h_3 = \frac{1}{4\sqrt{2}};$$

$$g_0 = h_0; g_1 = h_1; g_2 = h_2; g_3 = h_3.$$

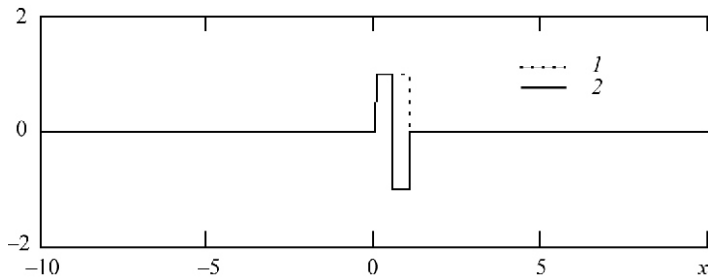


Рис. 1. „Отцовский” (1) и „материнский” (2) вейвлет Хаара.

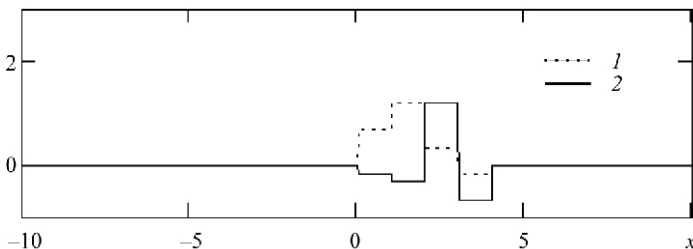


Рис. 1. „Отцовский” (1) и „материнский” (2) вейвлет Добеши.

На рис. 3 представлен ряд годовых сумм осадков. Для этого ряда наблюдений были выполнены вейвлет-преобразования по базису вейвлета Хаара и Добеши и получены вейвлет-спектрограммы, соответствующие высокой частоте (масштабу разрешения $j = 4$) (рис. 4, 5).

Анализ полученных спектрограмм совершенно четко показывает, где происходит искусственное нарушение однородности ряда годовых сумм осадков. Так, на первой спектрограмме (см. рис. 4) видны два всплеска амплитуды детализирующих коэффициентов ряда — в 1952 и 1966 г. Действительно, в 1952 г. произошла замена дождемера на осад-

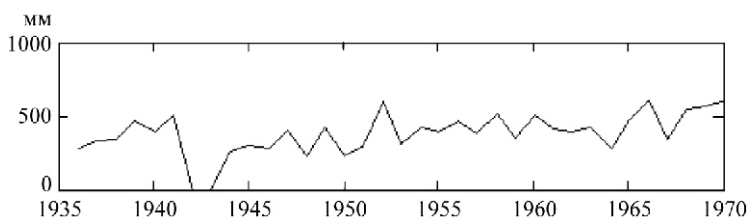


Рис. 3. Годовые суммы осадков (мм) по станции Одесса.

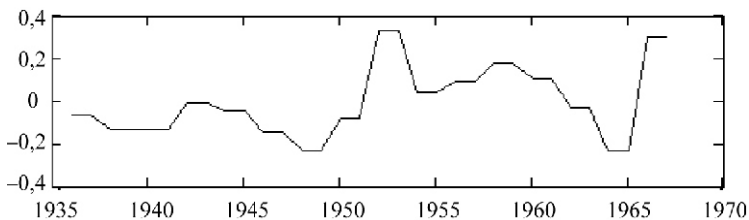


Рис. 4. Вейвлет-спектрограмма, полученная по базису вейвлета Хаара.

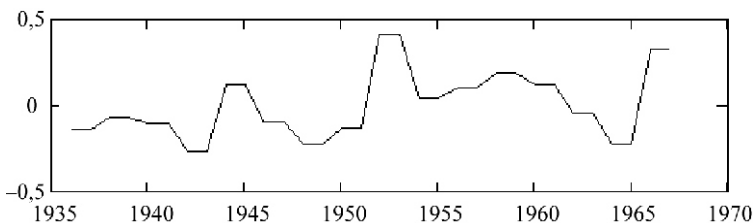


Рис. 5. Вейвлет-спектрограмма, полученная по базису вейвлета Добеши.

комер, а в 1966 г. перешли с четырехсрочных наблюдений на восьми-срочные. На второй спектрограмме (см. рис. 5) четко виден еще один всплеск амплитуды, который приходится на 1944 г., когда начались систематические наблюдения за осадками на станции Одесса после перерыва с 1942 по 1943 г.

Таким образом, вейвлет-преобразование представляет собой мощный математический инструмент, с помощью которого можно обнаружить искусственную неоднородность метеорологических рядов и локализовать ее по времени.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александрова А. А., 2006. Климатологическое обеспечение теплового режима зданий на северо-западе европейской территории России. — Автореф. дис. ... канд. наук. — СПб.
2. Дремин И. М. и др., 2001. Вейвлеты и их использование. — Успехи физических наук, т. 171, № 5.
3. Смоленцев Н. К., 2005. Основы теории вейвлетов. Вейвлеты в MATLAB. — М., ДМК, с. 1—303.

ОПАСНЫЕ ЯВЛЕНИЯ ПОГОДЫ НА РАВНИННОЙ ЧАСТИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

*Ю. А. Панфутова¹, Н. А. Самолетова²,
О. Д. Макеева³, И. В. Романова³*

¹ Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

² Северо-Кавказское УГМС

³ Верхне-Волжское УГМС

Приводятся результаты обработки климатической информации об опасных метеорологических явлениях на равнинной и холмистой территории Российской Федерации. Изложена методика сбора и обработки данных. Получены: среднее число случаев всех опасных явлений (ОЯ) и каждого ОЯ в отдельности, распределение ОЯ по сезонам, повторяемость лет с каждым явлением, а также тенденция изменения годового числа ОЯ для каждой рассматриваемой области, республики или края.

DANGEROUS WEATHER EVENTS ON THE FLAT PART OF RUSSIAN FEDERATION

*Yu. A. Pafnutova¹, N. A. Samoletova²,
O. D. Makeeva³, I. V. Romanova³*

¹ Main Geophysical Observatory

²

³

Observational data of dangerous weather events on the flat and hilly parts of Russia are presented. Difficult problems of gaining and working out meteorological information are considered. The following climate parameters for famous regions of Russia are calculated and analysed: average number of diverse dangerous weather events, their probability, spatial distribution and temporal tendency.

Опасным гидрометеорологическим явлением называется метеорологическое, агрометеорологическое, гидрологическое и морское гидрометеорологическое явление и (или) комплекс гидрометеорологических величин, которые по своему значению, интенсивности и продолжительности представляют угрозу безопасности людей, а также могут причинить значительный ущерб объектам экономики (Руководящий документ, 2002).

В работе рассматриваются только метеорологические ОЯ. На территории Российской Федерации наблюдается 15 видов опасных метеорологических явлений: шквал; смерч; сильные ветер, ливень, дождь, снег, метель, пыльная буря; продолжительный туман; мороз; жара; продолжительный дождь; град; гололедно-изморозевое отложение и чрезвычайная пожарная опасность.

Опасные явления (ОЯ) наносят большой вред человеку и его экономической деятельности. Поэтому изучение их повторяемости, продолжительности, интенсивности и других характеристик является задачей первостепенной важности.

Климатическая обработка первичной информации об ОЯ является более сложной по сравнению с обработкой данных наблюдений метеорологических величин.

Во-первых, некоторые ОЯ в слабо освещенных в метеорологическом отношении района, пропускаются наблюдателями („проскакивают” между станциями).

Во-вторых, в ряде случаев трудно определить, одно и то же или два разных явления наблюдались на двух соседних станциях. В результате климатические характеристики по повторяемости ОЯ на разных станциях нельзя объединять.

В-третьих, много раз менялись критерии ОЯ в публикуемых инструкциях, что привело к неоднородности рядов ОЯ.

В результате указанных и ряда других менее существенных трудностей обработки наблюдается несоответствие результатов исследования ОЯ разными авторами, и даже у одного и того же автора при обработке данных разных источников выводы иногда существенно различаются. Например, при расчете числа дней с ОЯ по данным ежемесячников и по данным ежегодных публикаций об ОЯ в журнале „Метеорология и гидрология” получают разнонаправленные тренды за один и тот же период наблюдений (рис. 1).

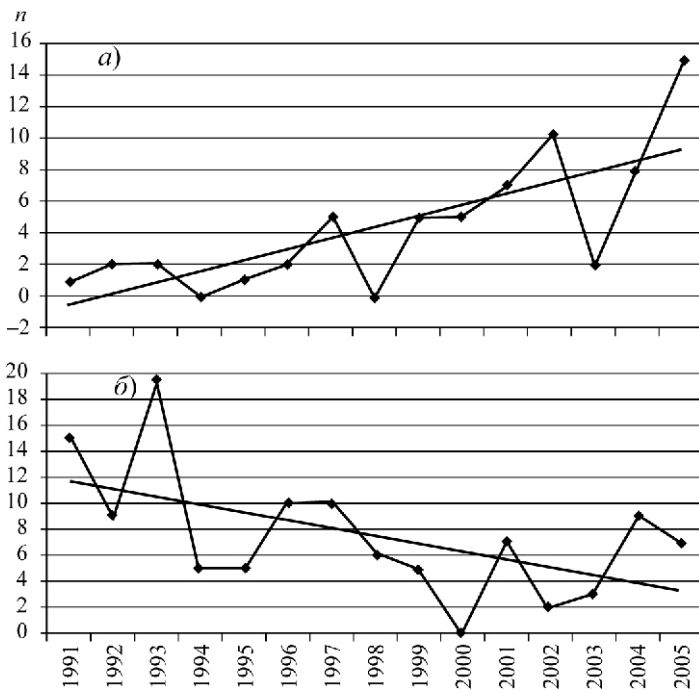


Рис. 1. Изменение числа ОЯ для Новосибирской области по данным журнала „Метеорология и гидрология” (а) и „Метеорологический ежемесячник” (б).

В обзорах ОЯ журнала „Метеорология и гидрология” обобщались оперативные данные, которые менялись в соответствии с изменением критериев. Поскольку критерии, например, по скорости ветра со временем становились менее строгими, наблюдалось увеличение числа ОЯ. Более надежными следует считать климатические характеристики ОЯ полученные по ежемесячникам или таблицам ТМС.

Исследование опасных метеорологических явлений на равнинной части Российской Федерации выполнено по данным наблюдений на сети гидрометеорологических станций и постов, опубликованных в метеорологических ежемесячниках. По Верхне-Волжскому управлению данные выбирались из таблиц ТМС за период с 1986 по 2005 г. Используются критерии, представленные в Руководящем документе (1996) (табл. 1).

Таблица 1

Опасные метеорологические явления и их критерии

Вид ОЯ	Критерии
Сильный ветер	Скорость ветра не менее 25 м/с; для побережий океанов, арктических и дальневосточных морей не менее 35 м/с
Шквал	Максимальная скорость ветра не менее 25 м/с
Смерч	Сильный вихрь в виде столба или воронки, обращенной к поверхности земли или моря
Сильный ливень	Количество осадков не менее 30 мм за период не более 1 ч
Сильный дождь	Количество осадков не менее 50 мм (в селеопасных районах не менее 30 мм) за период не более 12 ч
Сильный снегопад	Количество осадков не менее 20 мм за период не более 12 ч
Продолжительный дождь	Количество осадков не менее 120 мм за 2 сут (или 3 сут по указанию УГМС)
Град	Диаметр градин не менее 20 мм
Сильная метель	Продолжительность не менее 12 ч при средней скорости ветра не менее 15 м/с. Для побережий арктических и дальневосточных морей продолжительность не менее 24 ч при средней скорости не менее 20 м/с
Сильная пыльная буря	Продолжительность не менее 6 ч при средней скорости ветра не менее 15 м/с, МДВ до 100м
Сильный продолжительный туман	МДВ не более 50 м за период времени не менее 6 ч
Гололедно-изморозевое отложение	Диаметр, не менее: гололеда 20 мм, сложного отложения 35 мм, мокрого снега 35 мм, изморози 50 мм
Чрезвычайная пожарная опасность	Сумма значений температуры воздуха за бездождный период не менее 10 000 °С
Сильная жара	Критическое значение температуры воздуха и продолжительность периода (по всей территории или ее части) устанавливаются УГМС с учетом особенностей географического положения и экономики обслуживаемой территории
Сильный мороз	Критическое значение температуры воздуха и продолжительность периода (для всей территории или ее части) устанавливаются каждым УГМС с учетом особенностей обслуживаемой территории и требований народнохозяйственных организаций на основании климатических данных об абсолютных минимальных значениях температуры

Критерии ОЯ приняты в соответствии с инструкцией 1996 г., а не с последней, опубликованной в 2002 г., потому что инструкцией 1996 г. продолжают руководствоваться климатологи УГМС.

Статистической обработке были подвергнуты данные для равнинной территории и холмистой местности с высотами до 300 м по областям Поволжья и районам Причерноморья, Средней и Западной Сибири (области Оренбургская, Пензенская, Самарская, Саратовская, Ульяновская, Ростовская, Омская, Кемеровская, Новосибирская, Томская, Владимирская, Ивановская, Кировская, Костромская, Нижегородская, Рязанская, Ярославская; республики: Татарстан, Марий Эл, Мордовия, Удмуртия, Чувашия; края: Алтайский и Красноярский (без Таймырского АО и Эвенкийского АО)). Были рассчитаны за двадцатилетний период следующие климатические показатели:

- среднее число всех ОЯ и каждого явления в отдельности,
- повторяемость (%) лет с каждым явлением

За рассматриваемый период число станций и постов изменялось (рис. 2), поэтому обрабатывались данные только тех станций и постов, которые действовали в течение всего двадцатилетнего периода.

Исзуемая территория находится в относительно благоприятном районе по числу ОЯ. Основная доля всех опасных метеорологических явлений приходится на сильный ветер, очень сильный дождь и сильный снег (табл. 2, 3). Эти явления почти по всем областям за редким ис-

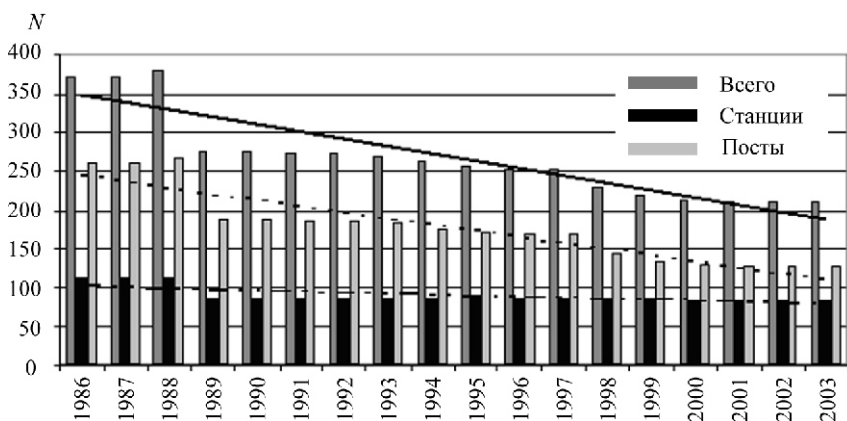


Рис.2. Изменение числа станций и постов (N) в Приволжском управлении за период 1986—2003 гг.

Среднее число случаев различных ОЯ за год (1986—2005 гг.)

Административный район	Вид ОЯ											Всего
	Ветер	Дождь	Снег	Смерч	Гол.-изм. отл.	Град	Туман	Метель	Шквал	Ливень		
Оренбургская обл.	0,6	1,0	1,1	0,1	0,1	0,2	0,4	0,8	0,6	0,5		5,3
Пензенская обл.	0,2	0,7	0,3	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1		1,3
Самарская обл.	0,1	0,8	0,4	0,1	0,1	0,1	0,4	0,3	0,3	0,1		2,4
Саратовская обл.	0,7	1,5	1,2	0,1	1,1	0,2	0,3	0,4	0,4	0,6		6,4
Татарстан	0,5	1,5	0,5	0,1	0,0	0,1	0,2	0,7	0,1	0,3		3,8
Ульяновская обл.	0,2	0,8	0,2	0,0	0,0	0,1	0,0	0,1	0,2	0,2		1,7
Ростовская обл.	1,2	0,6	0,4	0,1	0,7	0,1	0,0	0,2	0,1	0,8		4,2
Омская обл.	2,0	1,2	0,8	0,3	0,0	0,4	0,0	1,1	0,3	0,3		6,2
Алтайский край	10,9	1,5	0,5	0,1	0,3	0,6	0,2	2,1	0,9	0,1		17,0
Кемеровская обл.	4,8	0,8	1,2	0,0	0,1	0,4	0,8	0,6	0,3	0,1		8,9
Новосибирская обл.	3,8	2,3	0,4	0,2	0,1	0,7	0,1	0,6	0,6	0,2		8,6
Томская обл.	1,0	1,2	0,3	0,0	0,3	0,3	0,0	0,0	0,3	0,3		3,6
Красноярский край	2,4	2,1	0,5	0,1	0,1	0,2	0,5	0,5	0,5	0,9		7,7
Владимирская обл.	0,1	0,7	0,4	0,0	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1		1,5
Ивановская обл.	0,2	1,1	0,4	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1		1,9
Кировская обл.	1,2	2,1	0,7	0,1	0,2	0,1	0,2	0,4	0,2	0,4		5,3
Костромская обл.	0,9	1,4	0,6	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,2	0,1		3,4
Марий Эл	0,3	0,5	0,4	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,1	0,1		1,5
Мордовия	0,2	0,5	0,3	0,2	0,1	0,1	0,0	0,1	0,2	0,0		1,5
Нижегородская обл.	0,5	2,4	1,4	0,2	0,3	0,2	0,1	0,0	0,2	0,4		5,4
Рязанская обл.	0,3	1,8	0,4	0,0	0,1	0,2	0,0	0,1	0,2	0,1		3,1
Удмуртия	0,3	0,6	0,1	0,2	0,1	0,2	0,0	0,0	0,2	0,2		1,7
Чувашия	0,5	0,7	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,3		2,0
Ярославская обл.	0,0	1,4	0,5	0,1	0,2	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1		2,4

Повторяемость (%) лет с явлением (1986—2005 гг.)

Административный район	Вид ОЯ									
	Ветер	Дождь	Снег	Смерч	Гол.-изм. отгл.	Град	Туман	Метель	Шквал	Ливень
Оренбургская обл.	40	55	50	5	10	15	20	40	35	25
Пензенская обл.	15	55	20	0	0	5	5	5	5	5
Самарская обл.	5	55	30	5	5	10	25	15	20	10
Саратовская обл.	45	65	75	15	50	20	25	15	35	30
Татарстан	35	70	35	10	0	10	5	45	5	25
Ульяновская обл.	15	65	15	0	0	10	0	10	15	15
Ростовская обл.	60	40	30	0	40	10	0	20	10	50
Омская обл.	80	65	30	10	0	40	0	55	20	20
Алтайский край	95	60	40	10	15	40	15	70	50	10
Кемеровская обл.	90	55	60	0	5	40	50	40	25	10
Новосибирская обл.	90	85	30	15	10	50	5	35	40	15
Томская обл.	55	55	25	0	30	30	0	0	20	30
Красноярский край	82	71	35	6	6	18	24	29	41	53
Владимирская обл.	6	63	31	0	19	6	0	0	0	13
Ивановская обл.	19	75	25	19	0	0	0	0	6	6
Кировская обл.	45	80	45	5	15	5	5	25	20	20
Костромская обл.	56	69	50	0	6	13	0	0	19	6
Марий Эл	30	30	35	10	5	0	0	0	5	5
Мордовия	15	35	20	15	5	5	0	10	15	0
Нижегородская обл.	40	95	85	15	25	15	5	0	10	25
Рязанская обл.	25	88	38	0	13	6	0	13	13	6
Удмуртия	25	55	10	10	5	15	0	0	15	20
Чувашия	30	40	25	10	0	0	0	0	15	20
Ярославская обл.	0	75	38	13	19	6	0	0	13	6

ключением наблюдается ежегодно по несколько раз в год. На европейской части России наиболее подвержены воздействию ОЯ Саратовская, Нижегородская, Оренбургская, Кировская и Ростовская области. Наиболее опасным районом на рассматриваемой территории является Алтайский край (см. табл. 2). Во всех областях азиатской части России число ОЯ больше, чем на европейской части. В самых благоприятных условиях погоды находятся Пензенская, Ивановская, Ульяновская области, а также Мордовия, Удмуртия, Чувашия, Марий Эл (см. табл. 2, 3).

Опасный ветер, а также связанные с сильным ветром метели наблюдаются чаще других ОЯ на азиатской части России. На европейской части преобладают ОЯ в виде очень сильного дождя и снега. Повторяемость сильного ветра тоже значительна, но она меньше повторяемости опасных осадков. В ряде областей, преимущественно в северной половине европейской части России отсутствовали шквал, опасные туманы, град, а в самых северных областях — метель. Погодно-климатическая безопасность той или иной области определяется, в первую очередь, общим числом ОЯ, так как суммарное воздействие ОЯ обуславливает общий экономический ущерб.

По мнению многих авторов повторяемость опасных явлений во всем мире, в том числе и в России (Annual review: Natural Catastrophes, 2002; Бедрицкий и др., 2004; Корнфорд, 1999; Коршунов, Филиппов, 2002; Материалы к стратегическому прогнозу изменений климата РФ на период до 2010—2015 гг. и их влияния на отрасли экономики России, 2005; Повышение защищенности от экстремальных метеорологических явлений, 2002). По данным журнала „Метеорология и гидрология”, в каждом номере которого публикуются обзоры аномальных явлений погоды, за последние 20 лет на всей территории Российской Федерации наблюдается значительное увеличение повторяемости ОЯ (рис. 3). Из рисунка хорошо видно, что повторяемость ОЯ имеет циклический характер (в 1991 и 2000 гг. повторяемость ОЯ минимальна и составляет 118 и 131 случаев соответственно, а в 1995 и 2004 гг. число ОЯ достигало 250 и 390 соответственно).

Следует отметить, что на рассматриваемой территории с 1991 по 2005 г. преобладает увеличение числа ОЯ. Уменьшение числа ОЯ наблюдается лишь в девяти областях: Пензенской, Ульяновской, Кировской, Омской, Томской, а также в республиках Марий Эл, Мордовии; существенно уменьшение числа ОЯ в Кемеровской и Новосибирской областях.

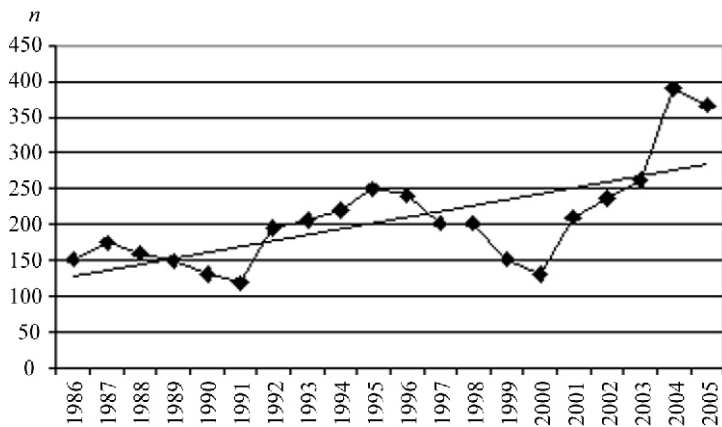


Рис. 3. Изменение повторяемости (число случаев n) опасных метеорологических явлений на территории Российской Федерации.

Тем не менее в период 1986—2005 гг. такой тенденции нет. Лишь во Владимирской, Ивановской, Нижегородской областях, Удмуртии, Чувашии и Красноярском крае число ОЯ возрастает, но незначительно (рис. 4 а, б). В Оренбургской, Саратовской, Томской областях и в Татарстане не наблюдается ни увеличения, ни уменьшения числа ОЯ (рис. 4 в, г), а на остальной территории число ОЯ уменьшается. Наиболее ярко это уменьшение выражено в Кемеровской, Новосибирской областях и в Алтайском крае (рис. 4 д, е).

Таким образом, на большей части равнинной территории России наблюдается тенденция уменьшения количества опасных метеорологических явлений.

Наибольшее число ОЯ приходится на конец 80-х — начало 90-х годов (для многих областей это 1988 и 1989 г.) и на конец 90-х — начало 2000-х годов (выделяется 1998 г.). На рассматриваемой территории 2005 г. был относительно спокойным, и только в Саратовской области на этот год приходится абсолютный максимум ОЯ.

В 2006 г. число ОЯ в центре рассматриваемого района заметно возросло. В течение года на территории Верхне-Волжского УГМС зарегистрировано 23 опасных гидрометеорологических явления. Как и в предыдущий период, наиболее часто повторялись сильный ветер и дождь. Очень сильный ветер наблюдался 6 раз, очень сильный

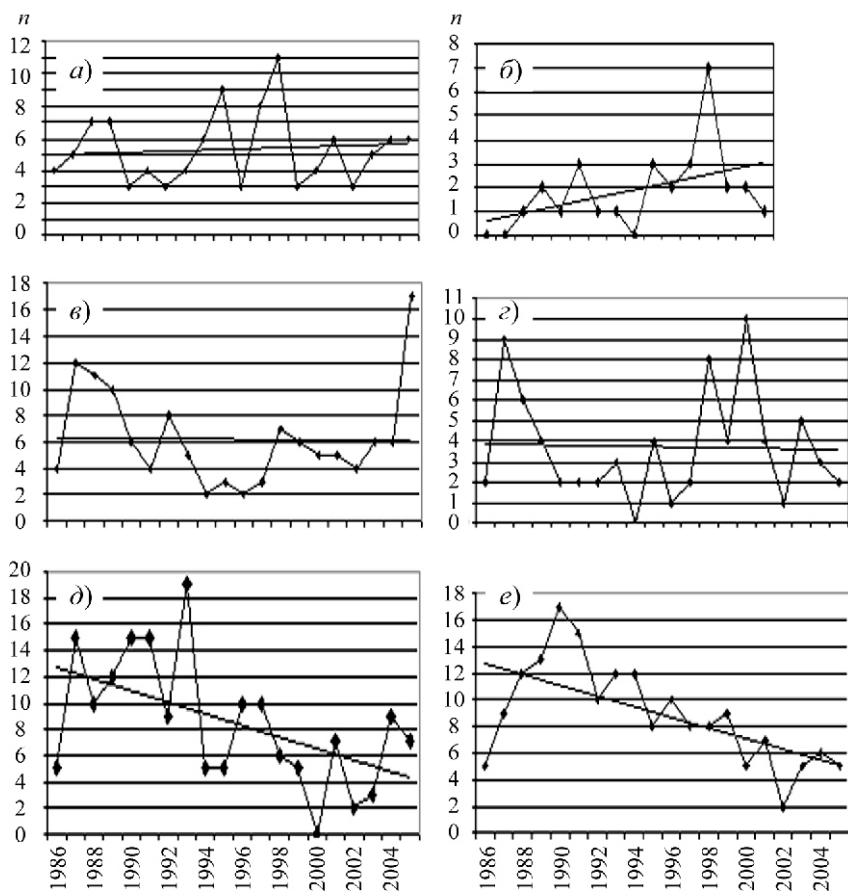


Рис. 4. Распределение суммарного числа случаев ОЯ за 1986—2005 гг.

a — Нижегородская область, *б* — Ивановская область, *в* — Саратовская область, *г* — Татарстан, *д* — Новосибирская область, *е* — Кемеровская область.

дождь — 2, крупный град диаметром более 20 мм — 1, очень сильный снег — 1, значительное отложение мокрого снега — 1, сильные морозы — 3, чрезвычайная пожарная опасность — 3 раза.

Особенно много ОЯ отмечалось на территории Нижегородской и Кировской областей. Возросшая повторяемость ОЯ связана с аномаль-

ным характером погоды 2006 г., который отличался большими контрастами температуры воздуха.

На рис. 5 представлено распределение опасных гидрометеорологических явлений по сезонам. В этом случае учтены также ОЯ, связанные с экстремумами температуры. Зимой в 10 % всех ОЯ наблюдались сильные морозы. Последний период очень холодной погоды наблюдался в 1978 г., когда отмечались абсолютные минимумы температуры воздуха. Летом периоды жаркой погоды на фоне значительного дефицита осадков обусловили почвенную засуху. В то же время в теплый период наблюдались сильные локальные ливни и крупный град.

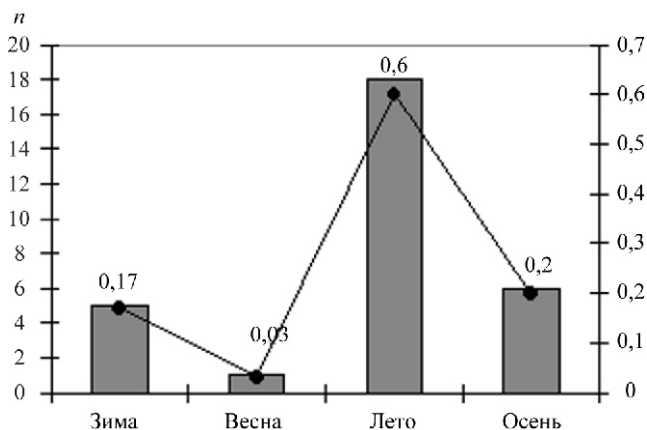


Рис. 5. Число n и доля от общего числа ОЯ за год опасных гидрометеорологических явлений по сезонам.

Данная работа выполнена по материалам метеорологических ежемесячников, что позволило получить наиболее надежные результаты. При использовании ежемесячников перед обработчиком имелась достаточно полная картина распределения ОЯ и возможность очертить на исследуемой территории границы каждого ОЯ. Качественные данные о повторяемости ОЯ позволяют рассчитать риски уязвимости различных промышленных социальных и экологических систем и тем самым обеспечить управление безопасностью экономики.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Annual review: Natural Catastrophes 2002. — Munich Re Group Topics. — 48 p.
2. Бедрницкий А. И., Коршунов А. А., Хандожко Л. А., Шаймарданов М. З., 2004. Климатическая система и обеспечение гидрометеорологической безопасности жизнедеятельности России. — Метеорология и гидрология, № 4, с. 120—129.
3. Корнфорд С. Г., 1999. Социально-экономические последствия явлений погоды в 1998 г. — Бюллетень ВМО, т. 48, № 4, с. 476—499.
4. Коршунов А. А., Филиппов И. А., 2002. Опасные гидрометеорологические явления и неблагоприятные условия погоды: некоторые результаты анализа статистики. — Труды ВНИИГМИ—МЦД, вып. 169, с. 134—146.
5. Материалы к стратегическому прогнозу изменений климата РФ на период до 2010-2015 гг. и их влияния на отрасли экономики России, 2005. — М., Росгидромет.
6. Метеорология и гидрология, 1991—2006. № 1—12.
7. Повышение защищенности от экстремальных метеорологических явлений, 2002. — Женева, изд. ВМО, № 936. — 36 с.
8. Руководящий документ, 1996. Инструкция. Критерии стихийных гидрометеорологических явлений и порядок подачи штормового сообщения. — СПб.: Гидрометеопиздат. — 15 с.
9. Руководящий документ, 2002. Инструкция. Критерии гидрометеорологических явлений и порядок подачи штормового сообщения. — СПб.: Гидрометеопиздат. — 28 с.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ДОЛГОВЕЧНОСТИ ЗДАНИЙ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ РОССИИ

Е. М. Акентьева, М. В. Клюева, Н. В. Зиновьева

Главная геофизическая обсерватория

Излагаются результаты исследования основных климатических факторов, влияющих на разрушение зданий в Ленинградской области.

Согласно нормативным документам дома панельного и блочного типов должны функционировать не менее 30 лет, а кирпичные дома — не менее 100 лет. Поэтому в свете современных событий необходимо производить проверку уже существующего жилого фонда, а также разрабатывать обновленные строительные нормы и правила для условий меняющегося климата, которые могли бы позволить сократить расходы при проектировании.

Представлен метод определения характеристик климатической активности в Ленинградской области. Рассмотрены два вида влияния климатической активности, опасных для зданий и сооружений в этом районе: смена положительных и отрицательных температур, а также увлажнение ограждающих конструкций. Показано, что в зимнее время возрастает средняя продолжительность оттепелей, связанная с изменчивостью, а число переходов температуры воздуха через 0 °С в течение зимы варьирует от года к году.

Приведена оценка влияния выпадения осадков на вертикальную поверхность („косых дождей“).

CLIMATE FACTORS FOR BUILDING DURABILITY ON THE NORTH-WESTERN OF RUSSIA

E.M. Akenteva, M. V. Klueva, N. V. Ziniovewa

Main Geophysical Observatory

Results from detailed studies of the effect of basic climate parameters upon the buildings destruction are presented. It is demonstrated that when working out renewed building Standards and Codes it is necessary to take

into account climate change and variability. Besides that it is advisable to test existing housing resources. The impact indexes of climate activity are determined for Leningrad district. There are two dangerous climate parameters for building durability in this region: the thaws and the frosts and penetrating rains. In the last decades the thaw durability increases and the sums of penetrating rain decrease in Leningrad district. The latter process is a consequence of wind speed decrease.

В процессе эксплуатации каждое здание подвергается внешним воздействиям, которые учитываются в проектах путем подбора материалов и конструкций, защиты их специальными покрытиями и т.д. Эксплуатационные затраты на здание в процессе его службы в 2—3 раза превышают расходы на его строительство. Поэтому приобретают особую актуальность вопросы безремонтной эксплуатации, т.е. выбора конструкции, не требующей капитального ремонта.

Для зданий наиболее опасны следующие виды воздействия климатической активности:

- 1) смена положительных и отрицательных температур;
- 2) увлажнение ограждающих конструкций;
- 3) промерзание увлажненных конструкций.

Периодическое замерзание влаги в порах строительных материалов ведет к ускоренному физическому износу и сокращению срока службы ограждающих конструкций.

На различных предварительных этапах проектирования (посадка здания, принятие архитектурно-планировочного решения), а затем и при конкретном проектировании во многих районах совершенно необходим совместный учет дождя и ветра („косого дождя”). Наличие такого рода осадков обуславливает намокание стен зданий, которое, в свою очередь, приводит к дополнительному увлажнению и снижению срока службы строительных материалов.

На метеорологических станциях измерения косых дождей не ведутся, а экспериментальных исследований проведено очень мало, ввиду их трудоемкости и высокой стоимости. В связи с этим используются аналитические методы определения параметров косых дождей, опирающиеся на информацию о синхронных наблюдениях за осадками и ветром.

Для определения характеристик осадков, выпадающих на вертикальную поверхность (косых дождей), использовались данные о среднесуточной температуре воздуха, суточной сумме осадков, среднесуточной скорости ветра и числе дней с осадками, а также данные о среднемесячной продолжительности осадков за период с 1984 по 2004 г. по станциям Лесогорский, Санкт-Петербург, Николаевское, Винницы.

Намокание вертикальных поверхностей (стен зданий) происходит за счет выпадения на них (при наличии ветра) жидких и смешанных осадков. Критерием выбора жидких и смешанных осадков являлась температура воздуха выше $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$, так как осадки таких видов в Санкт-Петербурге и Ленинградской области выпадают как в теплое, так и в холодное полугодие.

За каждый месяц определялось количество осадков, выпадающих на вертикальную стену.

$$H_{\text{в}} = HU_g / U_0, \quad (1)$$

где H — количество осадков, выпадающих на горизонтальную поверхность за месяц (мм); U_g — среднемесячная скорость ветра при дожде (м/с) U_0 — скорость падения капель (м/с).

Скорость падения капель U_0 зависит от интенсивности дождя I (мм/мин), которая, в свою очередь, из-за отсутствия данных по пловиграфу определялась по следующей формуле:

$$I = \frac{H}{T}, \quad (2)$$

где T — месячная продолжительность дождя (мин).

Скорость падения капель U_0 приближенно определялась по формуле:

$$U_0 = 2,17I^{0,44}. \quad (3)$$

Далее были построены графики годового хода суммы осадков, выпадающих на горизонтальную и вертикальную поверхность, среднегодовой скорости ветра при дожде и числа дней с осадками по станциям Лесогорский, Санкт-Петербург, Николаевское и Винницы за период 1984—2004 гг.

В качестве примера приведем график годового хода суммы осадков, выпадающих на вертикальную поверхность на станции Санкт-Петербург за период с 1984 по 2004 гг.

На всех четырех станциях наблюдается тенденция к уменьшению количества осадков, выпадающих за год на вертикальную поверхность. Так, на станции Лесогорский годовая сумма осадков, выпадающих на вертикальную поверхность, в 2004 г. уменьшилась по сравнению с 1984 г. в среднем от 610 до 440 мм, на станции Санкт-Петербург — от 648 до 552 мм, на станции Николаевское — от 840 до 750 мм, на станции Винницы — от 900 до 650 мм.

Количество же осадков, выпадающих на горизонтальную поверхность за год, возросло на северо-западе Ленинградской области (на станции Лесогорский от 210 до 215 мм, на станции Санкт-Петербург от 570 до 648 мм) и уменьшилось на юго-востоке Ленинградской области (на станции Николаевское от 690 до 630 мм, на станции Винницы от 750 до 600 мм).

Кроме того, на всей территории Ленинградской области и в Санкт-Петербурге наблюдается тенденция к снижению среднегодовой

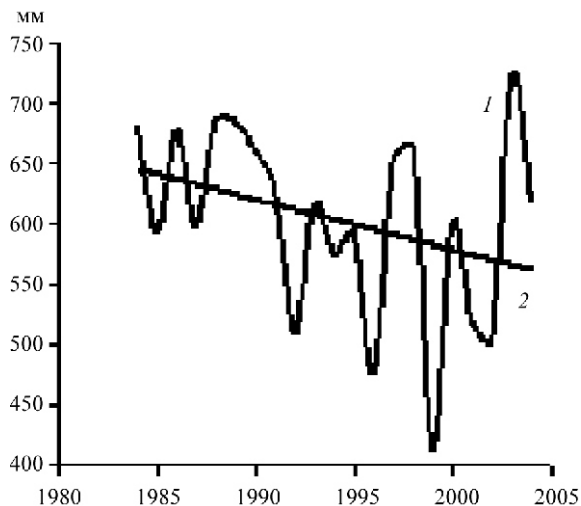


Рис. 1 Многолетний ход годовой суммы осадков (мм), выпадающих на вертикальную поверхность (1), и линейный тренд (2) на станции Санкт-Петербург.

скорости ветра при дожде. В отношении числа дней с осадками отмечается тенденция к увеличению на северо-западе Ленинградской области и в Санкт-Петербурге и к уменьшению на юго-востоке области.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что на северо-западе Ленинградской области и в Санкт-Петербурге уменьшение количества осадков, выпадающих на вертикальную поверхность, связано со снижением среднегодовой скорости ветра при дожде. Наблюдаются увеличение количества осадков, выпадающих на горизонтальную поверхность и увеличение числа дней с осадками. На юго-востоке Ленинградской области наблюдается уменьшение всех четырех показателей.

Согласно работе Кобышевой и Кузнецова (2004) степень влияния климатических факторов на долговечность здания зависит от климатической активности района строительства. Климатическая активность характеризуется скоростью, амплитудой и периодичностью изменения температуры наружного воздуха в течение суток, сезона или года. Под воздействием этих факторов изменяются процессы теплообмена, теплофизические свойства материалов и срок службы ограждающих конструкций зданий. Долговечность наружных ограждающих конструкций зданий определяется сроком их службы. В течение этого срока их эксплуатационные свойства должны сохраняться в заданных пределах. Физическая долговечность зданий зависит от множества факторов, в том числе от физико-технических характеристик конструкций и климатической активности окружающей среды. В соответствии с нормативными документами дома панельного и блочного типов должны функционировать не менее тридцати лет, а кирпичные дома — сто лет. Такие сроки эксплуатации зданий в Северо-Западном регионе России не выдерживаются. В последнее время произошло разрушение ряда различных сооружений, вызванное, в частности, и внешними факторами, вызывающими, например, коррозию металлических частей.

Особенностью климата в Ленинградской области является наличие оттепелей на протяжении всего зимнего периода за счет вторжения атлантических влажных и относительно теплых воздушных масс. Интенсивные оттепели часто сопровождаются выпадением дождя и частичным или полным исчезновением снежного покрова. Даже в самые холодные годы средняя суточная температура выше 0 °С наблюдается в среднем два—четыре дня в январе и один—два дня в феврале. При этом значения максимальной температуры могут достигать 5—7 °С. В последние годы отмечается увеличение числа дней со сред-

ней суточной температурой выше 0 °С. В качестве примера приведем график годового хода среднесуточной температуры в зимний сезон 1999-2000 г. в п. Воейково (рис. 2).

Были исследованы характеристики климатической активности для разных районов Ленинградской области. Для оценки неблагоприятного термического воздействия на стены оценивается морозостойкость материалов в зависимости от климатических параметров. Морозостойкость — условная характеристика, которая измеряется числом циклов попеременного замораживания и оттаивания насыщенного водой материала без существенной потери технических свойств. Колебания отрицательной температуры наружного воздуха приводят к изменению положения нулевой температурной точки в толще стены. Миграция нулевой изотермы, а следовательно, многократное замораживание и оттаивание материала приводят к постепенному его разрушению. Характеристиками климатической активности, определяющей долговечность зданий, служат число, амплитуда и полупериод заморозков и оттепелей. Далее по ним рассчитываются средняя амплитуда заморозков и оттепелей (\bar{A}_0, \bar{A}_3), средние полупериоды заморозков и оттепелей (\bar{P}_0, \bar{P}_3), средняя расчетная амплитуда заморозков и оттепелей (\bar{A}_p), средний расчетный период оттепелей и заморозков (\bar{P}_p), среднее расчетное число заморозков и оттепелей в год (\bar{m}_p).

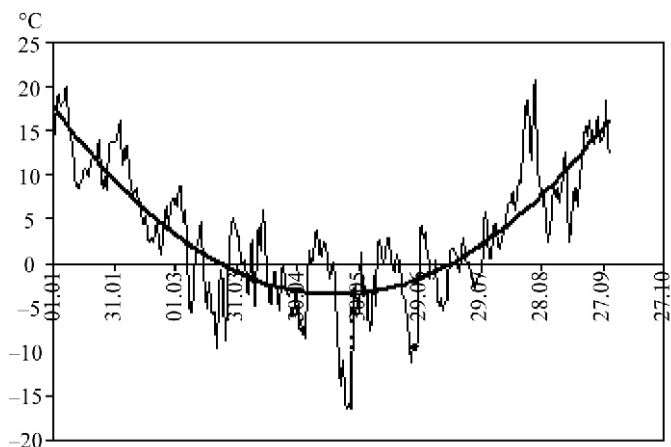


Рис. 2. Годовой ход среднесуточной температуры (°С) (жирная кривая) в зимний сезон 1999-2000 г. в п. Воейково.

Характеристики определяются по следующим формулам:

- а) $\bar{A}_0 = \frac{A_0}{N_0}$, где A_0 — амплитуда оттепели; N_0 — количество оттепелей;
- б) $\bar{A}_3 = \frac{A_3}{N_3}$, где A_3 — амплитуда заморозка; N_3 — количество заморозков;
- в) $\bar{P}_0 = \frac{P_0}{N_0}$, где P_0 — полупериод оттепели.
- г) $\bar{P}_3 = \frac{P_3}{N_3}$, где P_3 — полупериод заморозка.
- д) $\bar{A}_p = \frac{A_0 + A_3}{2}$;
- е) $\bar{P}_p = \frac{P_0 + P_3}{2}$;
- ж) $\bar{m}_p = \frac{N_0 + N_3}{20}$.

В табл. 1 и 2 приведены результаты расчета характеристик климатической активности в Ленинградской области соответственно за периоды 1966—1985 и за 1986—2004 гг.

Число случаев перехода через 0°C в Ленинградской области составляет 8—11, достигая в отдельные года 15—17 случаев (1972-73, 1992-93 гг). В последние 20 лет число переходов через 0°C увеличилось на западе и юге Ленинградской области. В связи с этим здесь наблюдается ухудшение условий эксплуатации зданий и уменьшение их долговечности. Эта тенденция к 2015 г. может привести к сокращению периода доремонтной эксплуатации зданий в два раза. Как показало совместное исследование Института энергетики Санкт-Петербурга и Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова, в Санкт-Петербурге долговечность зданий из керамзитобетона вместо расчетных 50 лет составляет 20 лет.

Таблица 1

**Обобщенная характеристика климатической активности
за 1966—1985 гг.**

Характеристика	Санкт-Петербург	Николаевское	Вознесенье	Винницы
\bar{A}_0 °C	2,6	2,8	2,8	3,1
\bar{A}_3 °C	5,3	4,3	4,8	4,5
\bar{P}_0 сут	4,8	4,6	4,2	4,6
\bar{P}_3 сут	5,3	4,6	4,6	4,6
\bar{A}_p °C	4,0	3,6	3,8	3,8
\bar{P}_p сут	5,1	4,5	4,5	4,6
m_p цикл/год	9,2	8,9	8,0	8,3

Таблица 2

Обобщенная характеристика оттепелей и заморозков за 1986—2004 гг.

Характеристика	Санкт-Петербург	Николаевское	Вознесенье	Винницы
\bar{A}_0 °C	2,9	3,0	2,8	2,6
\bar{A}_3 °C	5,0	5,5	6,1	5,5
\bar{P}_0 сут	4,4	4,4	4,2	4,1
\bar{P}_3 сут	4,4	5,3	5,4	5,2
\bar{A}_p °C	4,0	4,3	4,5	4,1
\bar{P}_p сут	4,7	5,0	5,2	4,8
m_p цикл/год	11,8	10,1	8,7	8,4

Таким образом, судя по числу, скорости, амплитуде и периодичности смены температуры наружного воздуха, Ленинградская область находится в особых условиях, отличающихся высокой климатической активностью. Число переходов температуры наружного воздуха через 0 °C за сезон составляет в среднем 10—12, амплитуда перехода через 0 °C в среднем 3,0—5,0 °C, период — около 5 дней и скорость изменения — от 2,0 до 10,0 °C в сутки.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что высокая климатическая активность в Ленинградской области является фактором, который необходимо учитывать при проектировании, строительстве и эксплуатации жизнеобеспечения ее городов и поселков. По данным проведенных исследований было проведено районирование Ленинградской области по климатическим условиям, определяющим сохранение долговечности зданий. При районировании была использована методика, представленная в Энциклопедии климатических ресурсов России (2005 г.).

Было выделено четыре района. Наиболее неблагоприятным в отношении долговечности зданий является побережье Финского залива и Ладожского озера. Здесь отмечаются наибольшая повторяемость оттепелей и сильные ветры.

Наиболее благоприятные условия для сохранности зданий отмечаются на востоке области и на севере Карельского перешейка, что связано, в первую очередь, с минимальной повторяемостью оттепелей и заморозков.

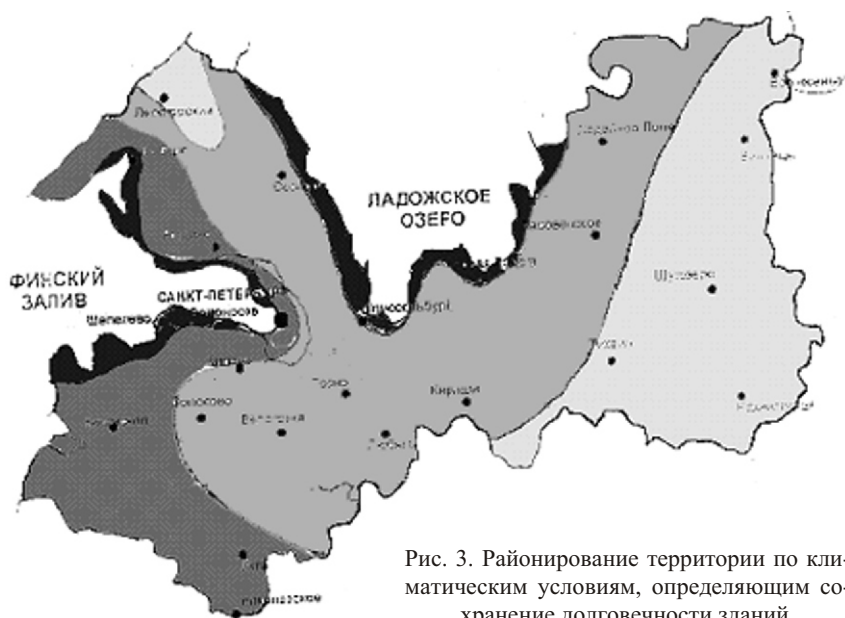


Рис. 3. Районирование территории по климатическим условиям, определяющим сохранение долговечности зданий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Кобышева Н. В., Кузнецов Е. П., 2004. Качество теплоснабжения городов.— СПб., изд. Минэнерго РФ. — 293 с.
2. Энциклопедия климатических ресурсов РФ, 2005. — СПб.: Гидрометеиздат. — 319 с.

ИССЛЕДОВАНИЕ ДОПОЛНИТЕЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕТРА С ПОМОЩЬЮ АНЕМОРУМБОМЕТРА НОВОГО ПОКОЛЕНИЯ МАРК-60

В. И. Кондратюк¹, Н. И. Швень²

¹ Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

² Центральная геофизическая обсерватория, Киев

По результатам опытной эксплуатации разработанного в Украине анеморумбометра нового поколения МАРК-60 выполнен анализ характеристик ветра, получаемых с его помощью: параметра устойчивости, коэффициента порывистости, векторной скорости. Рассмотрено соотношение векторной и скалярной скорости, проанализирован ход векторной и скалярной скорости ветра, а также коэффициента порывистости в случае шквала. Обоснована необходимость измерения на наблюдательной сети гидрометеослужбы Украины как векторной, так и скалярной скорости ветра.

AN INVESTIGATION OF THE WIND CHARACTERISTIC BY MEANS OF THE ANEMORUMBOMETER OF NEW GENERATION MARK-60

V. I. Kondratyuk¹, N. I. Shven²

¹ Main Geophysical Observatory

² Central Geophysical Observatory, Kiev

The vector of wind velocity is investigated as a three-dimensional value provided wind small-scale fluctuations both in space and in time. It was shown that the implementation of new instruments for the wind measurements having microprocessors opens new opportunities to determine selected wind components as well as its vector performance. An analysis of the following wind characteristics: stability parameter, scalar and vector velocity was carried out. It is based on the measurements performed by the anemorumbometer of new generation MARK-60 developed in the Ukraine. A relationship between the scalar and vector velocities was

considered. Time series of vector and scalar wind velocities are explored. The necessity to perform measurements of both vector and scalar velocities at ground network of Ukraine is substantiated.

Введение

Как известно, скорость ветра — это трехмерная векторная величина с мелкомасштабными колебаниями в пространстве и во времени, наложенными на организованный поток большого масштаба.

На метеостанциях измеряют характеристики горизонтальной составляющей скорости ветра — направление и скорость.

С помощью анеморумбометра М-63М-1, который используется на сети станций как основной прибор для измерения характеристик ветра, производится независимое осреднение направления и скорости ветра, т. е. скорость ветра определяется как скалярная величина.

В авиации и для рассмотрения проблем, связанных с загрязнением воздуха, предпочтение отдается осреднению ветра как векторной величины.

С другой стороны, при расчете средней величины испарения, степени выхолаживания или средней интенсивности турбулентности в приземном слое лучше использовать среднюю скорость ветра, а не скорость результирующего ветра, так как перечисленные явления связаны исключительно со скоростью ветра, а не с его направлением.

Применение современных приборов для измерения характеристик ветра со встроенными микропроцессорами позволяет определять не только отдельные компоненты, но и результирующую скорость ветра, которая в данной работе названа векторной скоростью ветра.

С 2001 г. Гидрометслужбой Украины проводятся испытания нового типа анеморумбометров МАРК-60, в которых предусмотрено векторное осреднение скорости ветра, а также получение скользящих значений характеристик ветра.

Данные, получаемые с помощью анеморумбометров МАРК-60, и условия проведения испытаний

Анеморумбометр МАРК-60, имеющий выход на персональный компьютер, позволяет получать каждые 3 с скользящие значения мгновенной скорости ветра, средней векторной скорости за 2 мин, средней

векторной и скалярной скорости за 10 мин, максимальной скорости и направления ветра. Полученные данные архивируются, и за каждый день создается четыре файла. Это дает возможность получать и анализировать дополнительные характеристики ветра, такие как коэффициент порывистости и параметр устойчивости.

Испытания анеморумбометра МАРК-60 проводились на объединенной гидрометеорологической станции (ОГМС) Киев с февраля 2002 г. по февраль 2003 г. Эта станция находится в сложных условиях близко расположенной древесной растительности, холмистого рельефа (на отроге холма) и удаленной многоэтажной городской застройки. Данные наблюдений по МАРК-60 сравнивались с данными М-63М-1.

Кроме того, на ряде авиационных метеостанций и на метеостанции Фастов проводились сравнительные наблюдения в течение месяца.

Параметр устойчивости и коэффициент порывистости ветра как дополнительные характеристики ветра

Поскольку в реальных условиях турбулентность атмосферы является интегральным проявлением взаимодействия нескольких факторов, турбулентность в месте установки ветроизмерительных приборов зависит от характера подстилающей поверхности (защищенности датчика ветра), высоты установки прибора и метеорологических условий.

В работах Brooks (1953), Пановского, Брайера (1972) был предложен параметр устойчивости ветра K :

$$K = \frac{V_r}{V_s}, \quad (1)$$

где V_r — векторная скорость ветра, V_s — скалярная скорость ветра. Значение параметра K может меняться от 0 до 1:

$K = 1$ в случаях, когда все векторы ветра сориентированы в одном направлении, т. е. наблюдается постоянное направление ветра;

$K = 0$ в случае, когда все векторы ветра одинаковой величины распределены во всех направлениях.

Под коэффициентом порывистости подразумевается отношение скорости ветра в его максимальном порыве, определенном за какой-то промежуток времени, к скорости ветра, осредненной за тот же промежуток времени.

Вычислить коэффициент порывистости по материалам наблюдений, которые хранятся в метеорологических архивах в виде баз данных или месячных таблиц ТМС, невозможно, поскольку указанная там средняя скорость ветра определена в срок наблюдений (за период 10 мин), а максимальная скорость — за 3 ч, т. е. периоды определения средней и максимальной скорости значительно различаются. Поэтому авторами для расчетов использовались только данные, полученные при производственных испытаниях анеморумбометра МАРК-60 и данные сравнительных наблюдений по анеморумбометрам М-63М-1 и МАРК-60.

Изменение коэффициента порывистости при шквале

Теоретические исследования коэффициента порывистости (Борисенко, 1974; Баранов, Солонин, 1981) относятся, как правило, к установившемуся потоку при разных типах стратификации.

Авторами были рассчитаны коэффициенты порывистости в условиях резкого нарушения однородности потока, а именно при шквалистом усилении ветра при прохождении холодного фронта 30 июля 2002 г. на ОГМС Киев.

Для расчета коэффициента порывистости был выбран период с 18 до 19 ч, всего было проанализировано 1193 измерения. Были рассмотрены скользящие средние векторные скорости ветра с осреднением за 10-минутные интервалы времени и максимальные скорости ветра (интервал осреднения порыва 3 с) за эти же 10-минутные периоды.

Коэффициенты порывистости рассчитывались по формуле

$$k = \frac{V_{\max}}{V_{\text{ср. вект}}}. \quad (2)$$

Затем был рассчитан коэффициент k за этот же период наблюдений (с 18 до 19 ч), но с использованием значений $V_{\text{ср. вект}}$ за 2-минутный интервал осреднения (значения V_{\max} также выбирались за 2-минутные периоды), а также значений средней скалярной скорости.

Результаты для различных значений средней скорости ветра приведены в табл. 1.

Коэффициенты порывистости ветра k при прохождении шквала

	Скорость ветра, м/с												
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
$k_{10 \text{ вект}}$	8,4	2,4	3,2	2,6	2,6	2,3	2,3	2,2	2,0	1,9	—	—	—
k_2	3,6	2,7	2,6	3,0	2,5	3,0	2,3	2,1	1,8	1,8	1,7	1,5	1,4
$k_{10 \text{ скал}}$	—	1,9	2,3	2,8	2,5	2,3	2,1	2,3	2,0	—	—	—	—

Значения k при векторном осреднении скорости ветра за 10-минутный интервал (k_{10}) колебались в диапазоне от 1,8 до 10,0, а при осреднении за 2-минутный интервал (k_2) от 1,4 до 6,4.

Большие значения k при средней векторной скорости ветра 1 м/с в данном случае объясняются не только погрешностью измерения при малых значениях скорости, но и тем, что при шквале за небольшой промежуток времени мгновенная скорость возросла от 3,2 до 14 м/с.

Заметна большая разность между значениями коэффициента порывистости, рассчитанными с использованием векторной и скалярной средней скорости. Это может быть связано с тем, что само понятие векторной средней скорости уже включает характеристику порывистости.

В то же время, как видно из табл. 1, имеет значение также и методика вычисления средней скорости. Кроме того, в условиях сильной турбулентности, при сильной неустойчивости атмосферы вследствие прохождения фронтов, наличия грозových процессов с явлениями шквального усиления ветра, значения коэффициентов порывистости при векторном осреднении скорости ветра за 10-минутные интервалы (особенно в начале явления при малых значениях средней скорости) превышают обычные значения в 3—5 раз.

В этих условиях использование для расчета k данных о скорости ветра, осредненной за 2-минутные интервалы, позволяет более точно оценить степень порывистости воздушного потока.

Если сопоставить данные, приведенные в табл. 1 и на рис. 1, который характеризует разность между скалярной и векторной скоростью ветра в период с 18 ч 20 мин до 18 ч 50 мин 30 июля 2002 г. на ОГМС Киев, то можно заметить, что в то время, когда отмечалось наибольшее

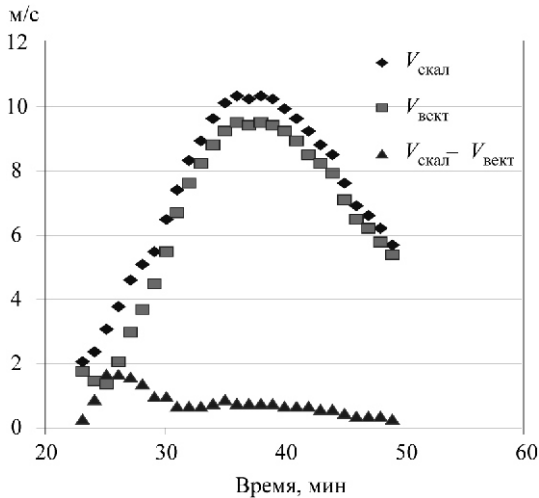


Рис. 1. Разность между скалярной и векторной скоростью ветра при шквале.

значение коэффициента порывистости (10,0 в 18 ч 25 мин), отмечалась и наибольшая разность между значениями скалярной и векторной скорости. При этом в то время, когда скалярная скорость ветра возрастала, векторная вследствие большой порывистости и разброса направлений ветра в течение несколько минут уменьшалась. Коэффициент корреляции между $V_{\text{скал}} - V_{\text{вект}}$ и k составил 0,72.

Однако при устойчивом состоянии атмосферы и средней скорости ветра порядка 2—3 м/с коэффициент корреляции между $V_{\text{скал}} - V_{\text{вект}}$ и k составил всего 0,2.

Для анализа коэффициента порывистости при устойчивом состоянии атмосферы и установившемся воздушном потоке в зависимости от векторной скорости ветра были взяты данные наблюдений на ОГМС Киев за 17 мая 2002 г. (при стратификации, близкой к безразличной). По разным грациям было проанализировано от 520 до 1068 измерений. Полученные результаты приведены в табл. 2.

Как видно из таблицы, с увеличением скорости ветра $k_{\text{ср}}$ уменьшается, а разность между скалярной и векторной скоростью ветра возрастает. Значение параметра устойчивости K с увеличением скорости ветра также возрастает, хотя и не так заметно.

Таблица 2

**Коэффициенты порывистости (k) и параметр устойчивости (K)
при разных градациях скорости ветра**

	Градация скорости ветра, м/с			
	0—1	2—3	4—5	6—7
$k_{\text{ср}}$	3,05	1,96	2,01	1,90
k_{max}	4,67	2,54	2,56	2,15
k_{min}	1,86	1,63	1,58	1,73
$V_{\text{скал}} - V_{\text{вект}}$	0,76	0,19	0,21	0,10
K	0,24	0,19	0,44	0,43
	0,78	0,94	0,91	0,93

С увеличением скорости ветра среднеквадратичное отклонение уменьшается от 0,76 при средней скорости 0—1 м/с до 0,10 при средней скорости 6—7 м/с. К сожалению таблица ограничивается градацией 6—7 м/с, поскольку в период испытаний анеморумбометра МАРК-60 не наблюдалось сильных ветров при устойчивом состоянии атмосферы.

Связь коэффициента порывистости с закрытостью горизонта

Различные препятствия, которые находятся вблизи ветроизмерительных приборов, способствуют появлению турбулентных вихрей в ветровом потоке. Это должно влиять на величину коэффициента порывистости ветра. Авторами были рассчитаны коэффициенты порывистости по каждому из 16 румбов для двух пунктов наблюдений, один из которых (Фастов) защищен препятствиями, а другой (Хмельницкий) находится на открытом месте (аэропорт). Результаты расчетов представлены в табл. 3. Рассчитанные авторами коэффициенты k на высоте 10 м не отличаются значительно от данных других исследователей.

Из табл. 3 видно, что на территории аэропорта Хмельницкий в условиях открытого места на высоте 10 м коэффициент порывистости меняется от 1,25 до 1,59 в зависимости от направления ветра (среднее значение 1,41).

Таблица 3

**Коэффициент порывистости при разной закрытости горизонта и разных значениях скорости ветра V
(по М-63)**

Направ- ление ветра	Фастов				Хмельныйкий				
	Число случаев	Закрытость горизонта	V м/с		Число случаев	Закрытость горизонта	V м/с		
			М-63	МАРК-60			М-63	МАРК-60	
С	6	13	2,1	2,08	36	2	3,6	1,53	1,53
ССВ	27	13	2,1	2,1	21	2	4,1	1,56	1,63
СВ	13	13	2,5	2,1	22	2	4,7	1,58	1,6
ВСВ	6	10	2,5	2	14	2	4,0	1,54	1,74
В	6	14	2,2	1,67	3	1	2,7	1,42	1,58
ВЮВ	—	11	—	—	2	1	3,3	1,25	1,75
ЮВ	13	15	2,3	1,88	10	4	7,1	1,58	1,53
ЮЮВ	16	17	2,2	2,06	17	1	5,8	1,55	1,64
Ю	23	22	2,8	1,99	11	1	4,9	1,54	1,59
ЮЮЗ	27	24	2,1	2,14	—	1	—	—	—
ЮЗ	18	28	1,9	2,41	2	0	4,5	1,45	1,9
ЗЮЗ	7	28	2,2	2,37	4	0	5,3	1,41	1,39
З	23	26	2,2	2,29	10	0	4,9	1,56	1,7
ЗСЗ	13	23	2,0	2,1	8	0	4,4	1,5	1,66
СЗ	7	21	1,8	2,29	19	0	4,2	1,59	1,54
ССЗ	7	16	2,6	2,66	22	2	4,0	1,53	1,45
Среднее	212	18,4		2,00	201	1,2		1,41	1,62

В условиях защищенной местности Фастова (городская застройка не выше пятиэтажной, древесная растительность) коэффициенты больше и составляют от 1,67 до 2,66 (среднее значение 2,00), а скорость ветра меньше.

Если сравнить коэффициенты порывистости, полученные по данным анеморумбометров М-63М-1 и МАРК-60, то можно заметить, что в условиях открытой местности значения k , вычисленные по данным МАРК-60, меньше, а на защищенной территории коэффициенты k , полученные по данным измерений обоими приборами, оказались практически равны.

О связи скорости ветра и стратификации атмосферы

На существование определенной взаимосвязи стратификации атмосферы с некоторыми характеристиками нижней части пограничного слоя, которые определяются на наземных метеорологических станциях, в том числе со скоростью ветра, указывалось в работе Бызовой, Машковой (1971). Авторами настоящей работы была рассмотрена зависимость разности скалярной и векторной скорости ветра $V_{\text{скал}} - V_{\text{вект}}$ от состояния атмосферы. Для того чтобы определить характер стратификации атмосферы на уровне установки ветроизмерительных приборов (в слое 0—20 м), нужны градиентные наблюдения в этом слое. В Киеве они не проводились, поэтому были использованы данные радиозондирования, в частности средние значения отклонения кривой состояния от кривой стратификации на аэрологических диаграммах до высоты 1,5 км.

Авторами были рассчитаны значения разности $V_{\text{скал}} - V_{\text{вект}}$ при устойчивой и неустойчивой стратификации по данным ОГМС Киев за май 2002 г. (табл. 4). Рассматривались значения средней скорости ветра за последовательные 10-минутные периоды.

Степень неустойчивости определялась по данным дневного (12 ч 30 мин) и ночного (00 ч 30 мин) радиозондирования на ОГМС Киев.

Из табл. 4 видно, что в среднем разность $V_{\text{скал}} - V_{\text{вект}}$ в полтора-два раза больше днем, чем ночью, причем какой-либо зависимости значений $V_{\text{скал}} - V_{\text{вект}}$ от степени неустойчивости, определенной по данным радиозондирования в пограничном слое, не прослеживается.

Таблица 4

**Разность скалярной и векторной средней скорости ветра
в зависимости от температурной стратификации**

Дата	Число измерений	День			Ночь			Степень неустойчивости	
		$V_{\text{скал}}$	$V_{\text{вект}}$		$V_{\text{скал}}$	$V_{\text{вект}}$		День	Ночь
16.05	145	2,7	2,3	0,3	2,1	1,8	0,3	0,2	2,0
17.05	145	4,5	4,1	0,4	3,0	2,8	0,2	1,0	3,0
18.05	139	2,9	2,5	0,4	2,5	2,3	0,2	-0,2	—
19.05	136	4,0	3,5	0,5	2,1	1,9	0,2	—	-3,5
20.05	143	2,5	2,1	0,4	1,5	1,3	0,2	—	-2,0
21.05	124	1,8	1,5	0,3	0,7	0,6	0,1	—	-0,1
27.05	130	1,9	1,6	0,3	0,9	0,7	0,2	2,0	-1,5
30.05	130	3,1	2,9	0,2	2,6	2,4	0,2	-0,1	1,0
Среднее				0,35			0,2		

**Суточный ход коэффициента порывистости и его связь
с характером облачности**

Для того чтобы выявить наличие суточного хода коэффициента порывистости, авторами были рассчитаны коэффициенты порывистости за май 2002 г. по Киеву в сроки наблюдений по данным анеморумбометра МАРК-60, т. е. для расчетов использовалась векторная скорость ветра. Распределение k по срокам представлено в табл. 5.

Можно заметить, что суточный ход коэффициентов порывистости, вычисленных независимо от величины скорости ветра (без учета штилей), не согласуется с суточным ходом скорости ветра. Наибольшие значения коэффициента k приходятся на ночные часы, когда отсутствует фактор термической турбулентности.

Для того чтобы уменьшить погрешности, вносимые при использовании данных, соответствующих очень слабому ветру, авторами из расчетов были исключены случаи со средней скоростью ветра менее 1,2 м/с. Полученный результат представлен во второй строке табл. 5.

Осредненные коэффициенты порывистости (k) по срокам наблюдений

	Сроки наблюдений (ч) по ВСВ							
	21	00	03	06	09	12	15	18
k	2,55	2,11	2,81	2,74	2,56	2,56	2,68	2,45
k (при $V = 1,2$ м/с)	1,40	1,96	2,00	2,07	2,48	2,35	2,27	2,13
$k(t - 1) - kt$	-0,73	0,56	0,04	0,07	0,41	-0,07	-0,08	-0,14
Средняя скорость	1,4	1,9	1,5	2,0	2,5	2,6	2,5	1,7

При этом можно заметить, что имеется выраженный суточный ход коэффициента порывистости с максимумом в 09 ч и минимумом в 21 ч по всемирному скоординированному времени (ВСВ). При этом наибольший положительный градиент коэффициента порывистости ветра отмечен в ночной период (с 21 до 00 ч по ВСВ, что соответствует периоду с 00 до 03 ч по киевскому времени).

В дневное время наибольшее изменение k отмечается между сроками 09 и 12 ч по киевскому времени, что соответствует усилению турбулентности, вызванной термической конвекцией. С 12 до 15 ч наблюдается наибольшая средняя скорость ветра.

Наибольший отрицательный градиент коэффициента порывистости, как следует из табл. 5, отмечен в начале метеорологических суток, т. е. с 21 до 00 ч поясного летнего времени, что, видимо, связано с ослаблением конвекции. Возрастание средней скорости ветра и коэффициента порывистости в последующие три часа, вероятно, можно объяснить выхолаживанием подстилающей поверхности и возникновением связанных с этим интенсивных потоков тепла, в эти сроки в большинстве случаев было ясно (61 и 48 % соответственно) или преобладала облачность слоистых форм.

При рассмотрении зависимости коэффициента порывистости от развития конвекции разного происхождения были вычислены средние значения коэффициента порывистости при наличии облаков различных форм в сроки наблюдений.

Результаты расчетов представлены в табл. 6.

Коэффициенты порывистости (k) при наличии облачности разных форм

Форма облаков	Cu	Cb	Sc	St—Ns	Ясно
k	2,91	2,93	2,27	2,12	2,12(4,41)

При безоблачном небе коэффициент k оказался завышенным (4,41) за счет случаев очень слабого ветра. При учете сроков только со скоростью ветра не менее 1,2 м/с коэффициент порывистости при безоблачном небе составляет 2,12. При наличии кучево-дождевых и кучевых облаков k значительно больше, чем при наличии облаков слоистых форм.

Выводы

Появление современных приборов позволяет анализировать дополнительные характеристики ветра и получать более полную информацию о свойствах ветровых потоков.

Для максимального использования возможностей анеморумбометров нового поколения необходимо, чтобы одним прибором измерялась и векторная, и скалярная скорость ветра.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Баранов А. М., Солонин С. В., 1981. Авиационная метеорология. — Л.: Гидрометеиздат, с. 57—148.
2. Борисенко М. М., 1974. Вертикальные профили ветра и температуры в нижних слоях атмосферы. — Труды ГГО, вып. 320. — 203 с.
3. Бызова Н. Л., Машкова Г. Б., 1971. Об определении устойчивости приземного слоя атмосферы по данным сетевых метеорологических наблюдений. — Метеорология и гидрология, № 10, с. 96—102.
4. Пановский А., Брайер Г. В., 1972. Статистические методы в метеорологии. — Л.: Гидрометеиздат. — 212 с.
5. Косоветц О. О., Швень Н. И., 2002. Методичні аспекти векторного осереднення швидкості вітру з використанням анеморумбометра МАРК-60,0. Тези доповідей до міжнародної конференції, присвяченої 70-річчю утворення Одеського державного екологічного університету. — Одеса, с. 39—40.
6. Brooks. С.Е/Р., Carruthers. N., 1953. Handbook of statistical methods in meteorology. — London, H. M, Stationery office, p. 3—186.
7. MacCready P. В., 1966. Mean wind speed measurements in turbulence. — *J. Appl. Meteor.*, No. 5, p. 219—225.

**РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ
ИССЛЕДОВАНИЙ МЕТРОЛОГИЧЕСКОЙ НАДЕЖНОСТИ
НОВОГО ПОКОЛЕНИЯ ВИБРАЦИОННО-ЧАСТОТНЫХ
ЭТАЛОННЫХ БАРОМЕТРОВ ТИПОВ БОП-1, БРС-1,
БРС-1м-1, БРС-1м-2, БРС-1м-3**

В. Ю. Окоренков

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

Дается оценка основных показателей метрологической надежности нового поколения вибрационно-частотных эталонных барометров и обоснование возможности использования их в качестве эталонов с учетом реальных условий эксплуатации в системе Росгидромета.

**THE RESULTS OF EXPERIMENTAL STUDIES
OF METROLOGICAL RELIABILITY FOR NEW GENERATION
OF VIBRATION-FREQUENCY STANDARD BAROMETERS
OF BOP-1, BRS-1m-1, BRS-1m-2, BRS-1m-3**

V. Yu. Okorenkov

Main Geophysical Observatory

The estimation of basic indices of metrological reliability is given for new generation of vibration-frequency standard barometers, as well as the basing of possibility to use them as standards with consideration for the real operation conditions in the Roshydromet system.

Экспериментальные исследования метрологической надежности нового поколения вибрационно-частотных барометров проводились государственным учреждением „Главная геофизическая обсерватория им. А.И.Воейкова” (ГУ „ГГО”) для партии из 10 эталонных барометров типа БОП-1 1-го разряда и партии из 60 серийных барометров типов БРС-1, БРС-1м-1, БРС-1м-2, БРС-1м-3, прошедших опытную эксплуа-

тацию в УГМС и специальную индивидуальную регулировку, градуировку и аттестацию по рабочему эталону абсолютного давления ГГО после выпуска из производства.

Основной целью экспериментальных исследований метрологической надежности нового поколения эталонных барометров указанных выше типов являлась оценка основных показателей их метрологической надежности и обоснование возможности их использования в качестве эталонов 1-го и 2-го разрядов с учетом реальных условий их эксплуатации в системе Росгидромета.

Сопутствующими целями исследований являлись: экспериментальная оценка нормируемых метрологических характеристик (НМХ) основной погрешности барометров при выпуске их из производства и после проведения дополнительной регулировки, градуировки, аттестации барометров непосредственно по рабочему эталону абсолютного давления ВЭТ 101(23)-5-93 с использованием универсальной автоматизированной системы поверки (УАСП), обеспечивающей требуемую погрешность (не более ± 1 Па) задания и поддержания особых режимов (диапазон давления от 5 до 1100 гПа (4—825 мм рт. ст.) с шагом 13,3 гПа (10 мм рт. ст.); относительная влажность не более 10 % (сухой воздух); температура окружающего воздуха 20 ± 2 °С; выдержка на каждой поверяемой отметке шкалы — до полной стабилизации задаваемого давления с погрешностью не более ± 1 Па; двукратное воспроизведения профиля давления по всему диапазону измерений).

Экспериментальные исследования метрологической надежности нового поколения эталонных барометров типов БОП-1, БРС-1, БРС-1м проводились по рабочему эталону абсолютного давления ВЭТ 101(23)-5-93 (диапазон измерений от 0,3 до 4000 кПа, предел допускаемой погрешности не более 1,3 Па в диапазоне от 0,3 до 1100 гПа) методом непосредственного сличения с ним исследуемых барометров.

Основные показатели метрологической надежности барометров типов БОП-1, БРС-1 определялись известным методом Монте-Карло (Фатеев, 1985) с использованием апробированного для метеорологических средств измерений (СИ) известного комплекса программ „Численный прогноз и оптимальное управление метрологической надежностью метеорологических СИ” (Окоренков, 1981), включающего в себя и методику „Автоматизированного расчета оптимальных межповерочных интервалов метеорологических СИ” (Окоренков, 1981а).

Для оценки основных показателей метрологической надежности указанных выше типов барометров (параметров и типа закона распределения наработки до метрологического отказа, вероятности безотказной работы (ВБР), а также оптимальных МПИ), исследовался дрейф их систематической и случайной составляющих основной погрешности, оценивались основные показатели их стабильности в процессе эксплуатации в дискретные моменты времени и моделировался на ЭВМ (индивидуально для каждого барометра и в целом для всего парка) случайный процесс дрейфа их основной погрешности и укрупненные процессы изменения их надежности и реального функционирования (Окоренков, 1981).

Для получения объективных оценок НМХ, оценок дрейфа систематической и случайной составляющих и показателей метрологической надежности были использованы абсолютно новые барометры типов БОП-1, БРС-1, БРС-1м (дрейф основной погрешности равен 0,0) аттестованные непосредственно по рабочему эталону единицы абсолютного давления типа ВЭТ 101(23)-5-93 с погрешностью не более 1,3 Па (наивысшая точность в системе Росгидромета).

Обработка результатов исследований проводилась индивидуально по каждому барометру следующим образом:

индивидуальный дрейф основной погрешности оценивался как разность градуировочных характеристик барометров, осредненных по прямому (от нижней границы диапазона до верхней) и обратному (от верхней границы диапазона до нижней) ходу давления, на каждой поверяемой отметке шкалы (с шагом 10 отметок) при предыдущей и последующей градуировках, проводившихся ежемесячно;

математическое ожидание дрейфа основной погрешности по диапазону измерений оценивалось как среднее значение дрейфа основной погрешности во всем диапазоне измерений по всем отметкам шкалы, кратным 10;

средний по партии дрейф основной погрешности оценивался как среднее значение математического ожидания дрейфа основной погрешности во всем диапазоне измерений по партии барометров;

скорость индивидуального дрейфа основной погрешности оценивалась как отношение разности основной погрешности в предыдущий и последующий моменты поверки барометров к МПИ;

математическое ожидание скорости дрейфа основной погрешности барометров оценивалось как средняя по партии скорость дрейфа основной погрешности каждого барометра;

параметры и тип закона распределения наработки до метрологического отказа (закон распределения времени безотказной работы) определялись для каждого из барометров и в целом для каждого типа барометров (БОП-1, БРС-1, БРС-1м) в соответствии с известной методикой (Окоренков, 1981, 1981а) с помощью указанного выше комплекса программ;

индивидуальные и типовые МПИ определялись в соответствии с известной методикой (Окоренков, 1981а) их расчета на ЭВМ для метеорологических СИ по результатам численного моделирования процессов изменения их надежности при эксплуатации;

для барометров типа БОП-1 исследования продолжались в течение 37 месяцев, а для барометров типа БРС-1, БРС-1м в течение 12 месяцев для каждого барометра.

Барометры типа БОП-1 выпускаются МПКБ „Восход” с пределом допускаемой погрешности не более $0,8 \pm 0,33 \text{ гПа} = 0,264 \text{ гПа}$, что соответствует реальным возможностям производителя. Для обеспечения предела допускаемой погрешности установленного ТУ (не более $Y_{\text{н}} = \pm 0,08 \text{ мм рт. ст.}$) и наивысшей точности оценок дрейфа основной погрешности до начала исследований были проведены: индивидуальная регулировка, градуировка, поверка барометров непосредственно по рабочему эталону абсолютного давления ВЭТ 101(23)-5-93.

После индивидуальной регулировки, градуировки партии барометров типа БОП-1 в ГУ „ГГО” были получены следующие оценки основной погрешности:

максимальная абсолютная погрешность барометров типа БОП-1 после их аттестации в ГУ „ГГО” не превышает $\pm 0,018 \text{ мм рт. ст.}$ ($\pm 2,3 \text{ Па}$);

максимальное среднеквадратическое отклонение результата оценки абсолютной погрешности не превышает $\pm 0,0045 \text{ мм рт. ст.}$ ($\pm 0,6 \text{ Па}$), что позволяет сделать вывод о возможности использования их в качестве эталонов 1-го разряда.

Оценка максимального по диапазону измерений дрейфа основной погрешности барометров типа БОП-1 за 36 месяцев их эксплуатации не превышает $\pm 5 \text{ Па}$.

Анализ оценок средней по диапазону скорости дрейфа основной погрешности барометров БОП-1 показывает следующее:

максимальные значения дрейфа основной погрешности наблюдаются в первые 6 месяцев их эксплуатации, что определяет первый МПИ — 6 мес;

оценки средней по диапазону скорости дрейфа основной погрешности быстро уменьшаются с течением времени и достигают минимума на 36-й месяц эксплуатации барометров;

характер дрейфа основной погрешности барометров типа БОП-1 затухающий, что определяет увеличение метрологической надежности со временем;

показатели метрологической надежности барометров типа БОП-1 зависят от срока их эксплуатации, что определяет необходимость назначения для них индивидуальных МПИ в зависимости от срока эксплуатации, наработки до метрологического отказа, качества метрологического и технического обслуживания, требуемой вероятности безотказной работы.

Для обеспечения наивысшей точности оценок дрейфа во времени систематической и случайной составляющих основной погрешности барометры типа БРС-1, БРС-1м после выпуска из производства проходили первичную поверку, градуировку и регулировку (коррекцию систематической составляющей основной погрешности) непосредственно по рабочему эталону единицы измерения абсолютного давления типа ВЭТ 101(23)-5-93.

Вторичная поверка партии барометров проводилась аналогично вышеуказанной, но с периодичностью 12 месяцев, в течение которых барометры типа БРС-1, БРС-1м находились в реальных условиях эксплуатации непосредственно в УГМС и использовались по своему назначению специалистами служб средств измерений УГМС.

Были получены следующие оценки среднего по диапазону измерений дрейфа основной погрешности барометров типа БРС-1, БРС-1м и оценки средней по диапазону скорости дрейфа их основной погрешности за первые 12 месяцев эксплуатации:

максимальное значение среднего по диапазону измерений дрейфа основной погрешности барометров типа БРС-1, БРС-1м не превышает $\pm 0,11$ гПа (0,083 мм рт. ст.), что соответствует 33,3 % предела допускаемой погрешности ($Y_{\text{ц}} = \pm 0,33$ гПа) и не требует коррекции;

максимальное значение средней по диапазону измерений скорости дрейфа основной погрешности барометров типа БРС-1, БРС-1м не превышает 0,011 гПа/мес, что при линейной модели дрейфа (за первые 12 месяцев) основной погрешности соответствует основной погрешности не более $\pm 0,132$ гПа. Это позволяет их использовать в качестве эталонов 2-го разряда (предел допускаемой погрешности не более ± 20 Па).

Полученные выше показатели метрологической надежности барометров типа БРС-1, БРС-1м позволяют существенно уменьшить предел их допускаемой погрешности от $\pm 0,33$ гПа до $\pm 0,20$ гПа при условии введения дополнительной регулировки и коррекции основной погрешности по рабочему эталону абсолютного давления ВЭТ 101(23)-5-93. В этом случае барометры типа БРС-1, БРС-1м можно будет использовать в качестве эталонных барометров 2-го разряда для поверки рабочих барометров.

Для исследования метрологической надежности барометров типа БРС-1, БРС-1м был использован известный (Окоренков, 1981) комплекс программ „Численный прогноз и оптимальное управление метрологической надежностью средств измерений”, который реализует численное моделирование на ЭВМ реальных процессов изменения надежности средств измерений (СИ) и их эксплуатации.

Комплекс программ „Численный прогноз и оптимальное управление метрологической надежностью СИ” был внедрен в ОФАП Росгидромета в 1985 г. (ОФАП Росгидромета, ВЦ ВНИИГМИ—МЦД. — М, 1985, инв. № Ж051050923).

Указанный комплекс программ был детально исследован и апробирован для расчета метрологической надежности и обоснования межповерочных интервалов 54 типов метеорологических средств измерений.

Результаты исследования метрологической надежности и обоснования межповерочных интервалов (МПИ) метеорологических СИ, а также теоретические положения, численные модели процессов изменения надежности и эксплуатации СИ опубликованы в Трудах ГУ „ГГО” и поэтому не рассматриваются; исключение составляет общая постановка задачи многопараметрической оптимизации процесса эксплуатации СИ и погрешностей численного моделирования показателей метрологической надежности СИ.

Математическая постановка и решение указанной выше задачи известны (Окоренков, 1982) и могут быть представлены в следующем виде.

Пусть задана алгебра F непересекающихся подпространств укрупненных состояний (S) парка СИ, взаимообусловленные переходы которых образуют вектор укрупненных состояний парка СИ. Качество функционирования парка СИ можно характеризовать целевыми функциями вида:

$$(t) \frac{n(t, S, X, p_1, \dots, p_n)}{N(t)}, \quad (1)$$

где n — число СИ, находящихся в момент времени t в укрупненном состоянии S ; t — дискретное время (мес); S — текущее укрупненное состояние СИ; X — вектор математических ожиданий (МО) межповерочных интервалов (МПИ) СИ; p_1 — вероятность брака поверки 1-го рода; p_2 — вероятность брака поверки 2-го рода; p_3, \dots, p_n — вероятность неправильного (некачественного) ремонта СИ; $N(t)$ — общее число СИ в парке, находящихся в эксплуатации в текущий момент времени t ; $S = \{R, M, POV, REM, Q\}$ — вектор укрупненных состояний СИ: работоспособности, метрологического отказа, поверки, ремонта, явного отказа.

При заданных p_i и S, X , генерируемых по заданным (по экспериментальным данным) законам распределения, необходимо:

дать численный прогноз целевых функций качества функционирования парка СИ $E(t)$, $S = \{R, M, Q, POV, REM\}$, а также их оценок в виде среднего $\bar{E}(t)$ и дисперсии $D(E(t))$;

по значениям оценок $\bar{E}(t)$ и $D(E(t))$ при заданных ограничениях назначения целевых функций $\{E, S = \{R, M, POV, REM\}\}$ найти оптимальный вектор периодичностей управляющих воздействий X (МПИ, МРИ, ...), удовлетворяющий системе целевых условий:

$$\min [k(x)],$$

$$X \quad (2)$$

$$\begin{aligned} (t) \quad E1, \\ (t) \quad \bar{E}(t) \leq E2, \\ (t) \quad E3 \\ (t) \quad E4 \end{aligned} \quad (3)$$

$$\min [(t)], \quad (4)$$

$$\min [(t)], \quad (5)$$

$$\max [(t)]. \quad (6)$$

Из выражения (1) легко выводятся основные критерии качества функционирования парка СИ: функция готовности парка СИ, функция неготовности парка СИ, функция метрологического обслуживания (функция поверки) парка СИ, функция технического обслуживания (функция ремонта) парка СИ, функция функциональной неготовности парка СИ (явной неготовности парка СИ).

Решение поставленной задачи, как известно, сводится к численному моделированию процесса реального функционирования парка СИ в соответствии с заданной вероятностной моделью (Окоренков, 1986) функционирования парка СИ, представляемой в виде алгебры F вида

$$F \{S\} \{R, M, Q, POV, REM\}, \quad (7)$$

где

$$S S = 0, \text{ для всех } i, j = 1, 5 \text{ при } i = j,$$

моделируемой на ЭВМ методом Монте-Карло (Фатеев, 1985), реализованном в указанном выше комплексе программ (Окоренков, 1981).

Для более сложного варианта указанной выше задачи, учитывающего нестационарность потоков ввода—вывода СИ из эксплуатации (динамику количественного изменения во времени парка СИ), использовалась „Система моделирования функционирования парка СИ (“SIMENS-F”).

В соответствии с техническими условиями заводов-изготовителей вероятность безотказной работы (ВБР) СИ должна быть для эталонных барометров типа БОП-1 не менее $P > 0,95$, что определяет ограничение целевой функции $(t) E1 \ 0,95$, а также ограничение целевой функции $(t) E2 \ 5,0 \%$. Аналогичные требования задавались и для барометров типа БРС-1, БРС-1м, используемых в качестве эталонных СИ 2-го разряда. Для рабочих барометров типа БРС-1, БРС-1м ВБР, как известно (Окоренков, 1981а) должна быть не менее $P < 0,90$, что определяет ограничение целевой функции $(t) E1 \ 0,90$ и ограничение целевой функции $(t) E2 \ 10,0 \%$.

Ограничения целевых функций $T(t)$ $E3$ и $T(t)$ $E4$ не зависят от типа СИ (определяются по статистике пропускной способности служб средств измерений УГМС) и в соответствии с работой Окороенкова (1982б) заданы на уровне $E3 = E4 < 30 \%$, что соответствует реальным возможностям существующей системы метрологического обеспечения УГМС.

Точность соблюдения УГМС МПИ для метеорологических СИ задавалась на уровне СКО = 3 мес, что соответствует реальным возможностям существующей системы метрологического обеспечения (СМО).

Численное моделирование и прогнозирование параметров метрологической надежности проводились при допущении линейности дрейфа систематической и случайной составляющих основной погрешности барометров для исследуемых периодов их испытаний (7, 15, 27, 36 мес) в соответствии с известной моделью вида (Окороенков, 1981):

$$T(t) = \frac{Y_{\text{п}} \cdot S[M1 \ R1(t)G1] \ [M2 \ R2(t)G2]}{V \ R3(t)G \ [V \ R4(t)G]}, \quad (8)$$

где использованы следующие обозначения:

$T(t)$ — наработка до метрологического отказа СИ в момент времени t (мес);

$Y_{\text{п}}$ — предел допускаемой погрешности СИ (гПа);

S — переменная моделирования знака дрейфа составляющих основной погрешности;

$M1, G1$ — соответственно МО и СКО дрейфа систематической составляющей основной погрешности (гПа);

$M2, G2$ — соответственно МО и СКО дрейфа случайной составляющей основной погрешности (гПа);

$V1, G1$ — соответственно МО и СКО скорости дрейфа систематической составляющей основной погрешности (гПа/т);

$V2, G2$ — соответственно МО и СКО скорости дрейфа случайной составляющей основной погрешности (гПа/т);

$R1(t), R2(t)$ — соответственно случайные реализации дрейфа систематической и случайной составляющих основной погрешности СИ (вещественные числа в диапазоне от 0,0 до 1,0);

$R3(t)$, $R4(t)$ — соответственно случайные реализации скоростей дрейфа систематической и случайной составляющих основной погрешности СИ (вещественные числа в диапазоне от 0,0 до 1,0).

Результаты численного моделирования и прогнозирования параметров закона распределения наработки до метрологического отказа СИ (закона распределения времени безотказной работы СИ) программным модулем FPM-1 указанного выше комплекса программ (Окоренков 1981) приведена в табл.1.

Идентификация типов законов распределения наработки до метрологического отказа барометров осуществлялась программным модулем FPM-1 по известной классификации Пирсона, входными параметрами которой являются μ и σ , приведенные в табл.1.

Для барометров типа БОП-1 наблюдаются следующие распределения наработки до метрологического отказа:

при периоде испытания не более 7 месяцев — $N(\mu, \sigma)$ -распределение,
при периоде испытания не более 27 месяцев — логарифмически нормальное распределение,

при периоде испытания не более 36 месяцев — распределения от логарифмически нормального до гамма-распределения.

Для барометров типа БРС-1, БРС-1м период испытаний составлял 12 месяцев, поэтому зависимости формы закона распределения наработки до метрологического отказа от времени их эксплуатации не наблюдалось. Однако была выявлена следующая зависимость формы закона распределения от пределов допускаемой погрешности. При пределе допускаемой погрешности не более $\pm 0,13$ гПа наблюдались распределения, находящиеся ниже логарифмически нормальной кривой, а для всех остальных пределов допускаемой погрешности от 0,20 до 0,33 гПа наблюдалось распределение типа 2 Пирсона.

Таким образом, получены исчерпывающие характеристики метрологической надежности барометров типа БОП-1, БРС-1, БРС-1м.

Относительная погрешность расчета приведенных выше оценок основных характеристик метрологической надежности с помощью программного модуля FPM-1, как известно (Окоренков, 1981), составляет:

$$dY(t) = 5,75 + 1,28t + 0,13t^2, \quad (9)$$

где dY — относительная погрешность прогнозирования t (%); t — наработка до метрологического отказа СИ (число лет).

Таблица 1

Метрологическая надежность эталонных барометров типов БОП-1, БРС-1, БРС-1м

Тип СИ	Предел доп. погрешности, гПа	Параметры закона распределения наработки до метр. отказа								Период испытаний, мес
		МО	СКО	As	Es	min	max			
БОП-1	0,10	10,37	4,80	0,235	-0,357	0,012	25,09	-1,012	-13,98	7,0
		10,50	7,30	0,826	0,373	0,000	36,72	1,089	2,765	27,0
		24,60	16,60	0,800	-0,003	0,012	75,20	0,803	-0,001	36,0
БРС-1	0,10	11,82	6,30	0,363	-0,270	0,050	33,54	0,750	0,000	12,0
БРС-1м	0,20	19,45	5,70	-0,002	-0,293	4,43	34,67	0,005	-5,570	12,0
		29,38	5,76	-0,002	-0,293	14,29	44,65	-0,004	0,000	12,0
		39,07	5,74	-0,002	-0,293	24,04	54,28	0,005	-8,610	12,0

Расчет оптимальных МПИ для метеорологических СИ производился в соответствии с РД 04-3-83 „Методика расчета межповерочных интервалов метеорологических СИ с использованием ЭВМ” (Окоренков, 1981а). Расчет МПИ барометров типов БОП-1, БРС-1, БРС-1м осуществлялся с помощью известного комплекса программ „Численный прогноз и оптимальное управление метрологической надежностью СИ” (Окоренков, 1981) и известной АСУ „Автоматизированная система управления метрологическим обеспечением метеорологических СИ” (Окоренков, 1982а).

Общая постановка задачи многопараметрической оптимизации процесса эксплуатации СИ, изложенная выше, включает как одну из составляющих задачу расчета оптимальных по критериям надежности и минимума стоимости МПИ.

Система целевых условий (2)—(6) позволяет задать процесс самоорганизации поиска и выбора оптимальной последовательности МПИ $X = \{t_1, t_2, \dots, t_k\}$, где k — минимальная размерность вектора МПИ X , обеспечивающая выполнение системы целевых условий (3)—(6).

Моделирование осуществлялось для парка из 100 барометров типа БОП-1 на период эксплуатации 48 месяцев.

В соответствии с результатами расчетов было разработано изменение № 3 к РД 52.04.9-83, регламентирующее введение в действие МПИ барометров типов БОП-1, БРС-1, БРС-1м.

Для барометров типа БОП-1 первый типовой МПИ установлен равным 6,0 мес, что гарантирует с доверительной вероятностью не менее $P_d > 0,95$ эксплуатацию в работоспособном состоянии не менее 97,92 % парка барометров.

Последующие МПИ барометров типа БОП-1 необходимо назначать индивидуально в зависимости от прогнозируемых показателей их метрологической надежности.

Например, оптимальная последовательность типовых МПИ $X = \{27, 25 \text{ мес}\}$ обеспечивает с доверительной вероятностью не менее $P_d > 0,95$ эксплуатацию в работоспособном состоянии не менее 98,33 % парка барометров. Последующие значения МПИ необходимо будет оценить после завершения цикла поверки барометров с указанными МПИ.

Для барометров типа БРС-1, БРС-1м типовой МПИ $X = \{12, 36 \text{ мес}\}$ обеспечивает с доверительной вероятностью не менее

$P_d > 0,95$ эксплуатацию в работоспособном состоянии не менее 95 % парка барометров.

Важно отметить, что типовые МПИ необходимы только на начальном этапе эксплуатации, когда индивидуальные характеристики метрологической надежности невозможно прогнозировать с требуемой точностью (менее двух последовательных проверок).

Во всех остальных случаях необходимы расчеты индивидуальных МПИ по результатам индивидуального прогноза метрологической надежности барометров и численного моделирования индивидуального процесса их эксплуатации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Окоренков В. Ю., 1981. Обоснования межповерочных интервалов для образцовых барометров УГКС. — Труды ГГО, вып. 432, с. 96—105.
2. Окоренков В. Ю., 1981. Исследования по обоснованию межповерочных интервалов метеорологических приборов. — Труды ГГО, вып. 452, с. 72—92.
3. Окоренков В. Ю., Фатеев Н. П., 1982. Оптимальные стратегии управления метрологической надежностью метеорологических средств измерений и их практическое применение. — Труды ГГО, вып. 455, с. 3—13.
4. Окоренков В. Ю., 1982. Комплексный метод исследования метрологической надежности средств измерений. — Труды ГГО, вып. 455, с. 65—98.
5. Окоренков В. Ю., 1982. Расчеты и прогнозирование метрологической надежности средств измерений на основе метода имитационно-вероятностного моделирования процесса их эксплуатации. — Труды ГГО, вып. 465, с. 97—101.
6. Окоренков В. Ю., 1986. А.С.1254500 СССР, МКИ 15/00. Модель узла сети для исследования системы массового обслуживания. 1254500; заявлено 1984. Бюл. 3211 Открытия. Изобретения. — 32 с.
7. Метрологическое обеспечение метеорологических средств измерений, 1985 / Отчет о НИР (заключит.). Руковод. Фатеев Н. П. Л., изд. ГГО, ГР 81098112.

АВТОМАТИЗИРОВАННЫЙ РЕГИСТРАТОР ГОЛОЛЕДНО-ИЗМОРОЗЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ИО-1

*А. Б. Куров, Н. Н. Волков, В. Ю. Окоренков, А. А. Синькевич,
В. Д. Степаненко*

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

Рассматриваются конструкция и работа автоматизированного регистратора гололедно-изморозевых отложений ИО-1, позволяющего определять время начала и конца процесса обледенения, интенсивность обледенения, а также массу осажденных отложений. Приводятся результаты экспериментов, проведенных с помощью макета регистратора, обсуждаются возможные области применения устройства. Предусмотрена возможность дистанционно контролировать работу устройства и осуществлять сбор данных через заданные промежутки времени.

AUTOMATIC GLAZE-RIME DEPOSITION DETECTOR IO-1

*A. B. Kurov, N. N. Volkov, V. Yu. Okorenkov, A. A. Sinkevich,
V. D. Stepanenko*

Main Geophysical Observatory

Construction and operation of automatic glaze-rime deposition detector IO-1, which allows to determine a time of beginning and finishing of ice formation, icing intensity as well as a weight of deposition, is considered. Possibility to control remotely an operation of the instrument and data acquisition per specified time intervals is provided. Results of experiments obtained with the instrument are presented; possible fields of the instrument applications are discussed.

Введение

Необходимость проведения измерений параметров гололедно-изморозевых отложений (ГИО) для обеспечения безопасности жизнедеятельности человека не вызывает сомнений, так как зачастую обледенение становится источником серьезной опасности. Например, большое

количество ГИО на проводах линий связи и электропередач может привести к их разрыву, появление ГИО на дороге сильно осложняет дорожную ситуацию, обледенение взлётно-посадочных полос (ВПП) затрудняет посадку самолетов. Своевременное получение информации о ГИО может помочь соответствующим службам предотвратить опасные последствия обледенения.

Источником повышенной опасности является обледенение самолетов, так как ГИО приводят к изменению аэродинамических свойств воздушного судна и, как следствие, затрудняют управление им. По данным компании Boeing (Statistical Summery, 2006) в период с 1987 по 2005 г. на коммерческих рейсах произошло 237 авиакатастроф, причиной шести из них стало обледенение. Опасность обледенения, как правило, подстерегает самолет во время полёта при неблагоприятных погодных условиях, однако в истории авиации есть случаи, когда крушение летательного аппарата было вызвано его обледенением на Земле. Так, в январе 1982 г. в США самолет Boeing 737 во время метели сразу после взлета из-за обледенения потерял управление и упал в реку Потомак. В результате работы специальной комиссии, расследовавшей причины катастрофы, было установлено, что для предотвращения обледенения самолет проходил обработку антифризом не перед взлетом, а за 50 минут до этого. В результате действие антифриза значительно ослабло, и самолет, находясь еще в аэропорту, остался без защиты (Scott, 2000).

Для определения параметров ГИО используются различные приборы. На самолетах применяются различные виды сигнализаторов обледенения (например, РИО-3, СО-121 и др.), которые в случае обнаружения ГИО на корпусе летательного аппарата задействуют противообледенительные устройства, а также различные виды визуальных указателей (например, ВУО-У-1), помогающих пилоту обнаружить обледенение в случае выхода автоматической системы из строя.

Наземные наблюдения за ГИО в нашей стране осуществляются в соответствии с Наставлением гидрометеорологическим станциям и постам (1986). Для этого используется гололедный станок, представляющий собой две пары проводов диаметром 5 мм, закрепленные на специальных стойках и расположенные перпендикулярно друг к другу, на которых и образуются исследуемые в дальнейшем отложения. При этом ведется учет таких характеристик ГИО, как толщина образовав-

шихся отложений, их тип и масса. К сожалению, в данном приборе отсутствует автоматизация процесса, и все измерения производятся вручную. Кроме гололедного станка, для визуального определения типа ГИО может использоваться ледоскоп, конструкция которого позволяет выделить изморозь, иней и лед. На высотных сооружениях для определения массы ГИО существует практика применения гололедографа. В аэропортах США большое распространение получили автоматические системы приземных наблюдений (ASOS), в состав которых входят датчики обледенения, используемые для определения наличия льда.

В 2006 г. авторами была начата разработка регистратора гололедно-изморозевых отложений для нужд наземных метеослужб, которая базировалась на накопленном опыте проектирования аналогичной аппаратуры для летательных аппаратов (Степаненко, 1994; Степаненко и др., 1997).

Описание прибора

В основе работы разрабатываемого прибора лежит оптический метод регистрации гололедно-изморозевых отложений. Похожий метод используется в американских приборах (таких, например, как 260X, 2D-C, 2D-P, CPI) (Лоусон и др., 2005), предназначенных для измерения концентрации и размеров облачных частиц. Общими конструктивными элементами в этих приборах являются источник и приемник излучения. Приемником излучения в приборе CPI служат матричные элементы, подобные тем, что используются в цифровых камерах. Облачные частицы, пролетая между источником и приемником излучения, затеняют часть пикселей приемной матрицы, что с высокой частотой фиксируется вычислительной системой. Далее по числу затененных пикселей определяется размер облачных частиц, а число случаев затенения соответствует числу частиц, пролетевших между источником и приемником излучения.

Конструкция макета регистратора ГИО, разработанного в ГГО, представлена на рис. 1.

Датчиками прибора — элементами конструкции, на которых происходит осаждение ГИО, — являются два расположенных взаимно перпендикулярно металлических стержня (1, 2). На некотором расстоянии от измерительных стержней находится фоторегистратор (цифро-

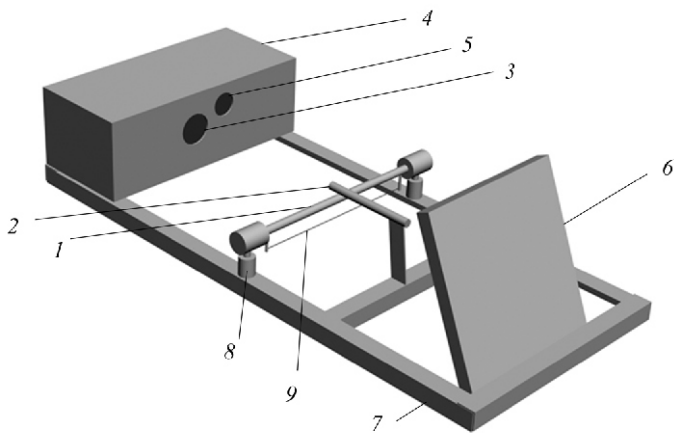


Рис. 1. Регистратор гололедно-изморозевых отложений ИО-1.

1 — первый измерительный стержень, 2 — второй измерительный стержень, 3 — окно для объектива фоторегистратора, 4 — блок фоторегистратора, 5 — источник освещения, 6 — экран, 7 — несущая рама, 8 — динамометрические стойки, 9 — контрольная нить.

вая камера), расположенный в блоке 4. Через заданные промежутки времени фоторегистратор делает снимки измерительных стержней с осевшими на них ГИО. Полученные таким образом изображения передаются для последующей обработки и анализа на персональный компьютер (ПК).

В соответствии с конструкцией прибора фоторегистратор расположен по отношению к стержням таким образом, что в его поле зрения попадает боковая часть первого стержня и торец второго. Первый стержень (1) позволяет оценить распределение ГИО вдоль поверхности стержня (по его верхней и нижней части), тогда как второй (2), расположенный торцом к фоторегистратору, позволяет видеть поперечный срез ГИО. Для того чтобы в поле зрения фоторегистратора попадали одновременно оба датчика, измерительные стержни располагаются на разных высотах. Таким образом, наблюдая за оседающими на измерительные стержни ГИО одновременно с двух ракурсов, мы имеем возможность получать более полную картину происходящего обледенения и соответственно оценивать степень его опасности.

В современных цифровых камерах используются матрицы с достаточно высоким разрешением, что позволяет в нашем случае получать изображения измерительных стержней с высоким уровнем детализации. Это способствует повышению точности определения толщины слоя ГИО и дает возможность, используя методы распознавания образов, в автоматическом режиме (т. е. без участия обслуживающего персонала метеоплощадки) определять вид обледенения и отфильтровывать те случаи, когда на стержнях осаждаются не ГИО, а, например, снег или капли дождя.

В процессе эксплуатации регистратора внешние условия могут изменяться в достаточно большом диапазоне, что может негативно сказываться на работе прибора в целом. Для исключения таких негативных последствий в конструкции прибора предусмотрены дополнительные узлы.

Во-первых, регистратор должен работать как при ясной погоде, так и во время выпадения атмосферных осадков. Очевидно, что в случае выпадения осадков необходимо защитить электронные компоненты фоторегистратора от попадания влаги. Для этого фоторегистратор помещен в герметичный металлический бокс (блок фоторегистратора, 4), который надежно защищает электронные компоненты не только от влаги, но и от механических повреждений.

Во-вторых, регистратор должен работать в достаточно большом диапазоне отрицательных температур, однако используемая в конструкции электроника может функционировать лишь при положительных температурах. В связи с этим блок фоторегистратора снаружи покрыт теплоизолятором и оснащен системой термостабилизации, которая в период работы регистратора за счет дополнительного нагревательного элемента поддерживает внутри блока постоянную положительную температуру.

В-третьих, условия освещенности в процессе эксплуатации могут сильно варьировать в зависимости от времени суток, облачности, наличия осадков и т. п. Для того чтобы это не оказывало влияния на работу прибора, в конструкции предусмотрены источник освещения (5) и экран (6). Источник освещения включается автоматически в случае недостаточного освещения. Назначение экрана — визуально отделить измерительные стержни от окружающей среды. Экран окрашен в черный цвет и служит контрастным фоном для светлых дюралевых измери-

тельных стрижней и осевших на них ГИО. Использование экрана позволяет значительно отчетливее видеть ГИО и уменьшить погрешность измерений.

Также в конструкции прибора предусмотрена возможность определения массы ГИО, осажденных на первом стержне. Для этого измерительный стержень крепится к несущей раме (7) не жестко, а на динамометрических стойках (8). Благодаря этому при осаждении ГИО происходит вертикальное смещение („проседание”) стержня под тяжестью осевших отложений, которое можно зафиксировать на получаемых фоторегистратором изображениях. Чувствительность данного узла может регулироваться путем подбора необходимой жесткости пружин и изменения массы подвижной части. Основываясь на величине смещения стержня, можно судить о массе осажденных ГИО. В созданном макете регистратора площадь датчика, на которой могут осесть ГИО, составляет 125 см². В результате лабораторных исследований действующего макета регистратора, проведенных с искусственным обледенением, была построена градуировочная кривая для расчета массы льда по величине вертикального смещения. В ряде случаев может возникнуть необходимость очистить стержень от уже накопившегося на нем льда — для этого в первом измерительном стержне предусмотрены два нагревательных элемента, способные за несколько минут сбросить все ГИО.

Поскольку в реальных условиях ГИО оседают на стержень неравномерно, становится сложно определить величину вертикального смещения первого измерительного стержня под тяжестью ГИО с необходимой точностью. Для решения этой проблемы в конструкцию регистратора была добавлена контрольная нить (9), расположенная параллельно первому стержню и жестко с ним связанная. Дополнительно были приняты меры для того, чтобы на данной нити не происходило осаждение ГИО, наличие которых может привести к ошибкам в расчетах. В результате при осаждении ГИО на измерительный стержень происходит смещение вниз как самого стержня, так и контрольной нити. При обработке изображений на ПК производится расчет высоты, на которой находится нить в данный момент, а затем полученное значение пересчитывается в значение массы ГИО.

Пример изображения, поступающий от фоторегистратора на ПК, представлен на рис. 2.

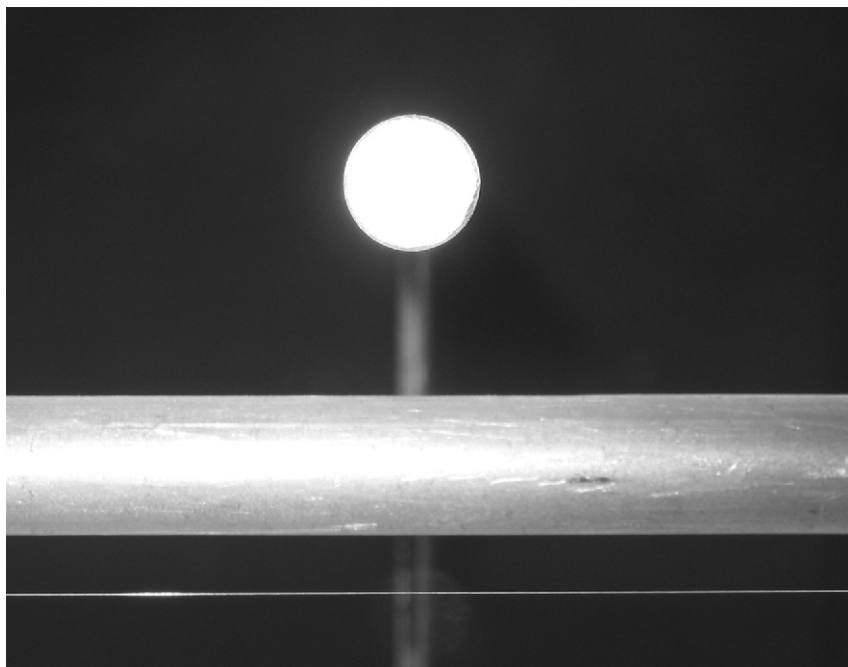


Рис. 2. Изображение стержней, полученное фоторегистратором в отсутствие ГИО.

Обработка изображений заключается в расчете диаметров обоих измерительных стержней, которые визуальнo увеличиваются при оседании на них ГИО (рис. 3), и вычислении высоты, на которой находится контрольная нить. В дальнейшем полученные значения пересчитываются в необходимые параметры.

В настоящее время на основании полученных изображений рассчитываются следующие физические параметры ГИО:

- время начала и конца процесса обледенения;
- толщина слоя ГИО (минимальное, максимальное и среднее значения, распределение по поверхности);
- скорость нарастания ГИО;
- масса осажденных ГИО.

Существенным плюсом созданного макета является возможность дистанционно следить за всем, что происходит на измерительных стержнях.

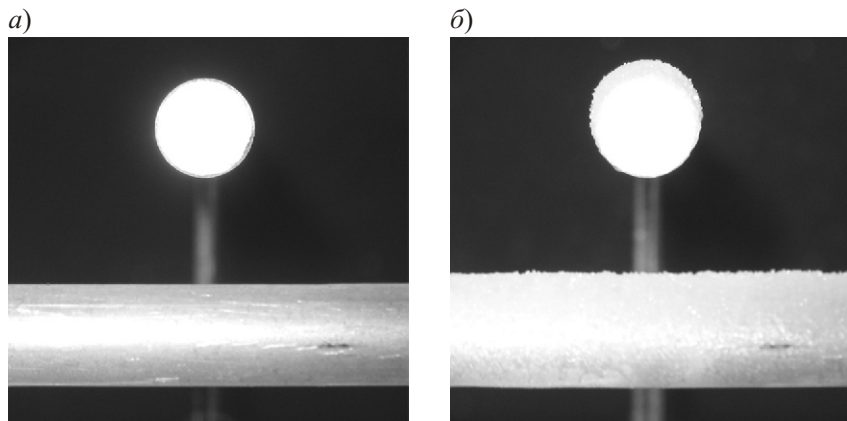


Рис. 3. Изменение диаметра стержней при осаждении ГИО.

a — до осаждения, *б* — с осевшими ГИО.

Результаты лабораторных экспериментов

К настоящему моменту был проведен ряд экспериментов с целью оценки работоспособности макета регистратора ГИО. На рис. 4 представлена динамика роста ГИО на первом измерительном стержне при искусственном обледенении.

Соответствующие результаты расчетов диаметра стержня, проведенных на основе изображений, полученных фоторегистратором (некоторые из которых представлены выше на рис. 4), показаны на рис. 5.

В результате проведения лабораторных экспериментов было установлено, что разработанный макет регистратора способен обеспечивать инструментальную погрешность определения толщины слоя ГИО, равную 0,2 мм. Погрешность измерений может быть уменьшена за счет разработки более точных алгоритмов обработки изображений, а также за счет использования в фоторегистраторе матрицы большего разрешения.

Заключение

В основу разработанного авторами нового измерителя гололедно-изморозевых отложений положен современный способ фотометрической регистрации изображений. Данный способ позволяет в автома-

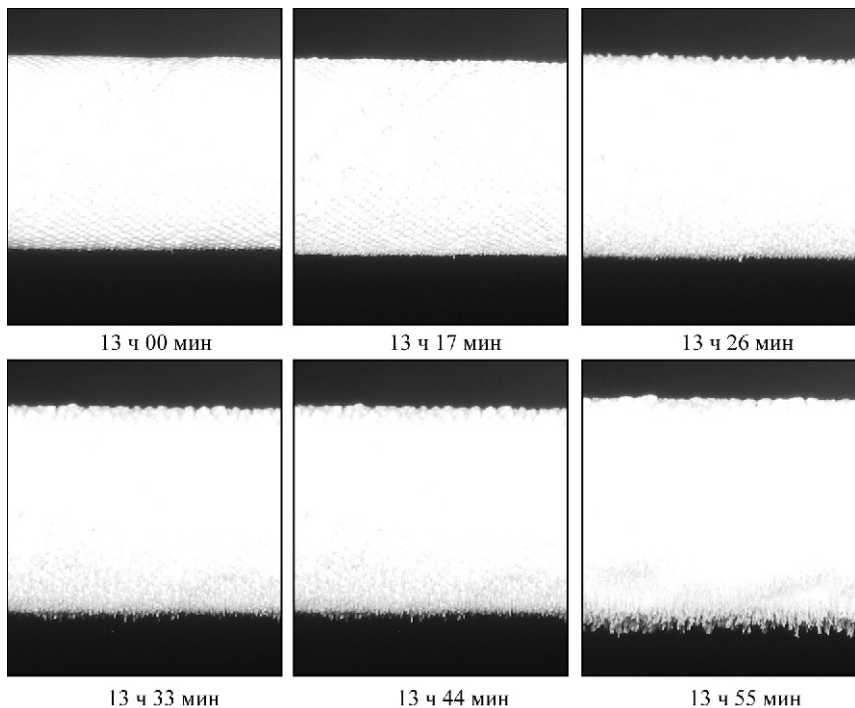


Рис. 4. Динамика роста ГИО при искусственном обледенении. 9 октября 2006 г.

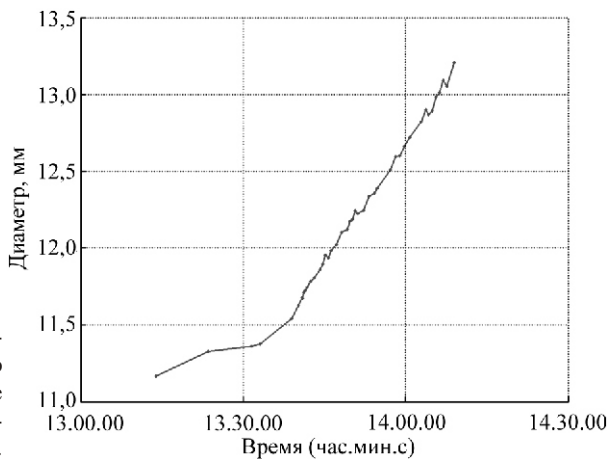


Рис. 5. Изменение диаметра измерительного стержня в процессе роста ГИО при искусственном обледенении.

тическом режиме получать цифровые изображения образующихся на измерительных датчиках ГИО для последующей обработки и расчета основных параметров (времени начала и конца процесса обледенения, интенсивности осаднения и массы ГИО) на ПК. По своей сути подобные измерения являются бесконтактными, что позволяет проводить более качественные исследования.

Лабораторные эксперименты, выполненные с данным прибором, показали, что он в состоянии фиксировать ГИО толщиной от 0,1 до 5 мм. Инструментальная погрешность прибора не превосходит 0.2 мм.

ИО-1 может быть использован в следующих областях:

для автоматической регистрации параметров ГИО и видов атмосферных осадков на метеоплощадках;

для оценки обледенения дорог и взлетно-посадочных полос аэродромов;

при прогнозировании вероятности и интенсивности обледенения проводов линий связи, ЛЭП и др.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лоусон Р. П., Синькевич А. А., 2005. Самолетные исследования слоистого облака в Арктике. — Метеорология и гидрология, № 10, с. 43—52.
2. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, 1986. Вып. 3, часть 1 — Л.: Гидрометеоздат. — 300 с.
3. Степаненко В. Д., 1994. Вероятность и интенсивность обледенения самолетов. — СПб., изд. ФОЛ ГГО. — 99 с.
4. Степаненко В. Д., Синькевич А. А., Пуйша А. Э., Михеев П. А., 1997. Патент № 2078716 от 10 мая 1997 г. на изобретение „Устройство обнаружения и измерения интенсивности обледенения летательного аппарата”. — Бюл. № 13.
5. Scott P., 2000. Weatherproofing Air Travel. — *Sci. Amer. Pres.*, V.11, No. 1, p.70—75.
6. Statistical Summary of Commercial Jet Airplane Accidents (Worldwide Operations 1959—2005), 2006. — Aviation Safety Boeing Commercial Airplanes, May 2006.

ПРИМЕНЕНИЕ ДАННЫХ МЕТЕОРАДИОЛОКАТОРОВ ДЛЯ ПРОГНОЗА ПОСТУПЛЕНИЯ ДОЖДЕВЫХ ВОД В СИСТЕМУ ВОДООТВЕДЕНИЯ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА

*М. И. Алексеев¹, Ф. В. Кармазинов², В. Д. Степаненко³,
В. Н. Емельянова³, Ю. А. Довгальук³, А. А. Синькевич³*

¹ Санкт-Петербургский государственный архитектурно-строительный университет

² ГУП „Водоканал Санкт-Петербурга”

³ Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

Рассматриваются возможности и особенности применения данных метеорадиолокаторов и результатов численного моделирования развития конвективной облачности для краткосрочного и сверхкраткосрочного прогнозов сильных и очень сильных дождей в районе Санкт-Петербурга, а также вопросы усвоения полученной информации о дождях в целях повышения эффективности работы системы водоотведения Санкт-Петербурга.

THE USE OF METEORADAR DATA FOR PREDICTING RAINWATER COMING TO THE ST. PETERSBURG WATER REMOVAL SYSTEM

*M. J. Alekseev¹, F. V. Karmazinov², V. D. Stepanenko³,
V. N. Emeljanova³, Ju. A. Dovgaljuk³, F. F. Sinkevich³*

1

2

³ Main Geophysical Observatory

The possibilities and peculiarities of applying radar meteorology data and numerical simulation of convection clouds development results for short-time and super-short-time forecast of strong and very strong rains in Saint-Petersburg region are considered. The problems of using obtained information on rains for improving work efficiency of drainage system of this city is considered.

Одним из значимых факторов повышения эффективности систем водоотведения (особенно общесплавных) крупных городов является учёт возможного дождя. Наличие информации о количестве осадков, месте и времени их предполагаемого выпадения над городской территорией позволяет разработать превентивные меры, чтобы либо избежать возможных негативных явлений, связанных с работой сетей, насосных станций и очистных сооружений, либо существенно их уменьшить. Дожди большой интенсивности обычно не выпадают на всей территории большого города, и при наличии нескольких очистных станций (станций аэрации), переключений между коллекторами можно осуществить перераспределение потоков и более эффективно использовать имеющиеся мощности системы водоотведения. Таким образом, краткосрочный (на 6—12 ч) и сверхкраткосрочный (на 1—3 ч) прогноз основных характеристик дождя, пусть и вероятностный, позволил бы с упреждением переводить систему в рабочие режимы, в наибольшей степени соответствующие возрастающим локальным нагрузкам, и тем самым повышать эффективность ее работы. Одним из возможных технических средств получения информации, необходимой для предсказания времени, места выпадения и основных параметров дождя, в настоящее время является метеорологический радиолокатор (МРЛ) — погодный радар.

В мире уже накоплен значительный опыт практического применения погодных радаров для управления городскими системами водоотведения. При этом результаты краткосрочного прогноза выпадения осадков находят самое широкое применение: от простого отображения поля интенсивности возможного дождя над городской территорией на экране дисплея, позволяющего оператору своевременно принимать необходимые решения (Hagget et al., 1992), до согласованного управления агрегатами главных насосных станций при подаче сточных вод на очистные сооружения (Anderson et al., 1991).

В городах Российской Федерации к настоящему времени информация метеорадаров для управления системами водоотведения не используется, однако это направление является перспективным, и опыт Санкт-Петербурга может быть полезен для других крупных городов России на ближайшее будущее.

Жидкие осадки (дожди), выпадающие из облаков различных форм, наблюдаются в основном в теплый период года. В результате

изучения климатических параметров атмосферных осадков для Санкт-Петербурга и его окрестностей (Алибегова, 1985) были получены среднегодовые значения продолжительности (число часов) дождей различной интенсивности (I) в указанном районе: морозящие дожди при $I < 0,25$ мм/ч ~ 700 ч; слабые дожди $0,25 < I < 1$ мм/ч ~ 330 ч; умеренные дожди $1 < I < 4$ мм/ч ~ 120 ч; сильные дожди $4 < I < 15$ мм/ч ~ 10 ч и очень сильные дожди $15 < I < 50$ мм/ч $\sim 0,10$ ч. Однако в отдельные годы наблюдаются заметные отклонения от указанных средних значений. Среднее количество осадков, выпадающих с различной интенсивностью, зависит от рассматриваемого месяца года. Максимальные количества осадков наблюдаются с мая по август. Так, например, количество осадков за счет выпадения сильных и очень сильных дождей в среднем за апрель — сентябрь составляет $\sim 118,6$ мм.

В подавляющем большинстве случаев осадки большой интенсивности выпадают из конвективных облаков. Следовательно, задача прогноза ливневого положения в значительной степени сводится к задаче прогноза развития конвективных облаков.

Физическую основу краткосрочных методов прогноза составляет расчет преобразования потенциальной энергии неустойчивости атмосферы при различных синоптических ситуациях в кинетическую энергию вертикальных движений воздуха (в явном или неявном виде). Полученные расчетные характеристики сравниваются в дальнейшем с критическими значениями выбранных параметров, полученными в результате статистического анализа данных натурных наблюдений. На основании этого сравнения дается прогноз развития конвективных облаков и связанных с ними осадков. Развитие конвективных облаков в атмосфере связано с подъемом воздушных масс и конденсацией водяного пара при перемещении влажного воздуха в вышележащие слои атмосферы с более низкими значениями давления и температуры.

Для оперативного решения поставленной задачи на первом этапе целесообразно использовать разработанный в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова (ГГО) (Баранов и др., 1988) метод краткосрочного прогноза ливневого положения в радиусе 150 км от Санкт-Петербурга с заблаговременностью 6—12 ч с применением численной модели прогноза по аэрологическим данным и с коррекцией этого прогноза путем использования радиолокационной метеорологической информации (фоновый прогноз на завтра). На втором этапе ис-

пользуется сверхкраткосрочный прогноз сильных ливневых дождей с интенсивностью более 10—15 мм/ч, выпадающих над Санкт-Петербургом. При этом используется радиолокационная метеоинформация, получаемая с помощью радиолокатора МРЛ-5. Заблаговременность этого прогноза составляет не более 3 ч.

Оправдываемость рассмотренного краткосрочного прогноза, характеризующая его эффективность, составляет 75—85 %. С целью повышения эффективности прогноза целесообразно рассмотреть возможности привлечения радиолокационной метеорологической информации. Напомним, что при краткосрочном прогнозировании по данным радиозондирования атмосферы дается прогноз развития конвективной облачности с использованием численной модели с заблаговременностью 12 ч. Прогнозируются возможность развития конвективных облаков, значения их динамических и микрофизических характеристик, включая интенсивность и количество выпадающих на подстилающую поверхность осадков, в радиусе репрезентативности данных радиозондирования (около 150 км).

В метеослужбе Санкт-Петербурга используется МРЛ-5, энергетический потенциал которого достаточно высок, чтобы обнаруживать мощные кучевые (*Cu cong.*) облака, локализованные в радиусе 50 км. Для кучево-дождевых облаков (*Cb*) и связанных с ними дождей данный радиус составляет 200—250 км. Таким образом, имеется возможность по радиолокационным данным зафиксировать в утренние часы (регламентированный срок) прогнозируемого периода фактическое время образования облаков *Cu cong.* и время начала выпадения осадков, а также измерить их максимальную интенсивность. Эти параметры также могут прогнозироваться с использованием численной модели ГГО. Результаты сравнения указанных радиолокационных фактических данных с результатами расчетов по модели позволяют корректировать последние путем изменения ряда внутренних параметров, и тем самым повысить эффективность краткосрочного прогноза.

Получение информации, необходимой для решения задач сверхкраткосрочного прогноза сильных и очень сильных дождей ($I > 10$ мм/ч), выпадающих над крупным городом, должно происходить, когда МРЛ работает в режиме штормпредупреждения. Это означает, что обновление радиолокационной информации осуществляется через каждые 10—15 мин.

Учитывая специфику решаемой задачи прогноза сильных и очень сильных дождей, необходимо дополнительно получить картину распределения радиоэха на индикаторе кругового обзора (ИКО) в масштабе 60 км, а при приближении ливневых очагов к городу даже в масштабе 25 км и использовать в последнем случае бланк ИКО с ячейками представления 5 × 5 км (или 4 × 4 км) и 2 × 2 км (Брылев и др., 1986; Брылев и др., 1993; Степаненко, 1973). Именно с помощью этих бланков можно определять достаточно точно местоположение очагов ливневых дождей по отношению к различным районам города. Соотношение между радиолокационной отражаемостью дождей (z мм⁶/м³) и их интенсивностью (I мм/ч) для условий Санкт-Петербурга имеет вид

$$z = 220I^{1,6}. \quad (1)$$

Расчет времени начала опасных явлений t_H (ливни, грозы, град, шквалы) производится по данным МРЛ с помощью формулы

$$t_H = \frac{R_r}{v} + t_0, \quad (2)$$

где v — скорость смещения радиоэха дождевых облаков, t_0 — время составления прогноза, R_r — расстояние от пункта прогноза (выбранные районы Санкт-Петербурга) до передней кромки радиоэха.

Продолжительность опасных явлений и время их окончания над выбранными пунктами определяются в тех случаях, когда с помощью МРЛ уверенно наблюдается тыловая граница зоны радиоэха дождевых облаков. Для МРЛ-5 такие случаи имеют место при выпадении умеренных и сильных дождей в радиусе 80—100 км.

Время окончания опасных явлений рассчитывается по формуле

$$t_{ок} = \frac{R_T}{v} + t_0, \quad (3)$$

где R_T — расстояние от пункта прогноза до тыловой границы радиоэха. Продолжительность опасного явления определяется по формуле

$$t = \frac{R}{v}, \quad (4)$$

где R — ширина радиоэха дождевых облаков вдоль направления их движения.

В процессе обновления данных МРЛ о фактических параметрах радиоэха дождевых облаков оператор должен при проведении очередных наблюдений на МРЛ в случае явного изменения ширины радиоэха (Δ) и скорости движения (v) оперативно корректировать в сторону уменьшения или увеличения как время начала опасных явлений в пунктах прогноза, так и их ожидаемую продолжительность (время окончания явлений). При заблаговременности сверхкраткосрочного прогноза 1—3 ч можно использовать фактические данные о скорости и направлении движения очагов осадков, полученные непосредственно из наблюдений за движением исследуемой площади радиоэха осадков на МРЛ.

Поскольку МРЛ не является абсолютным прибором, при измерении интенсивности осадков I можно считать, что истинное значение I связано с радиолокационным значением $I_{\text{рл}}$ следующим образом:

$$I = k_c I_{\text{рл}}, \quad (5)$$

где k_c — коэффициент согласования.

Слой осадков в какой-либо точке за время t будет при этом описываться выражением

$$h = \int_0^t k_c I_{\text{рл}} dt. \quad (6)$$

В дальнейшем сначала суммируют интенсивность осадков $I_{\text{рл}}$ (мм/мин) для каждого узла сетки, а затем находят сумму интервалов времени t (мин). Наконец, полагая, что в пределах одного интервала $I = \text{const}$, находят произведение I и t , т. е. количество осадков в указанных пунктах.

По результатам, полученным в ГГО, средняя оправдываемость сверхкраткосрочных прогнозов ливней и опасных явлений погоды, удаленных от МРЛ на расстояние до 50 км, находится в пределах от 100 до 60 % при увеличении заблаговременности от 15—29 до 60—89 мин соответственно. При регулярных прогнозах будут накапливаться данные, и возможна корректировка коэффициентов согласования, что позволит повысить оправдываемость (надежность) прогнозов.

Для условий Санкт-Петербурга наиболее приемлемой оказалась разбивка территории города на ячейки размером 4 × 4 км (рис. 1), для

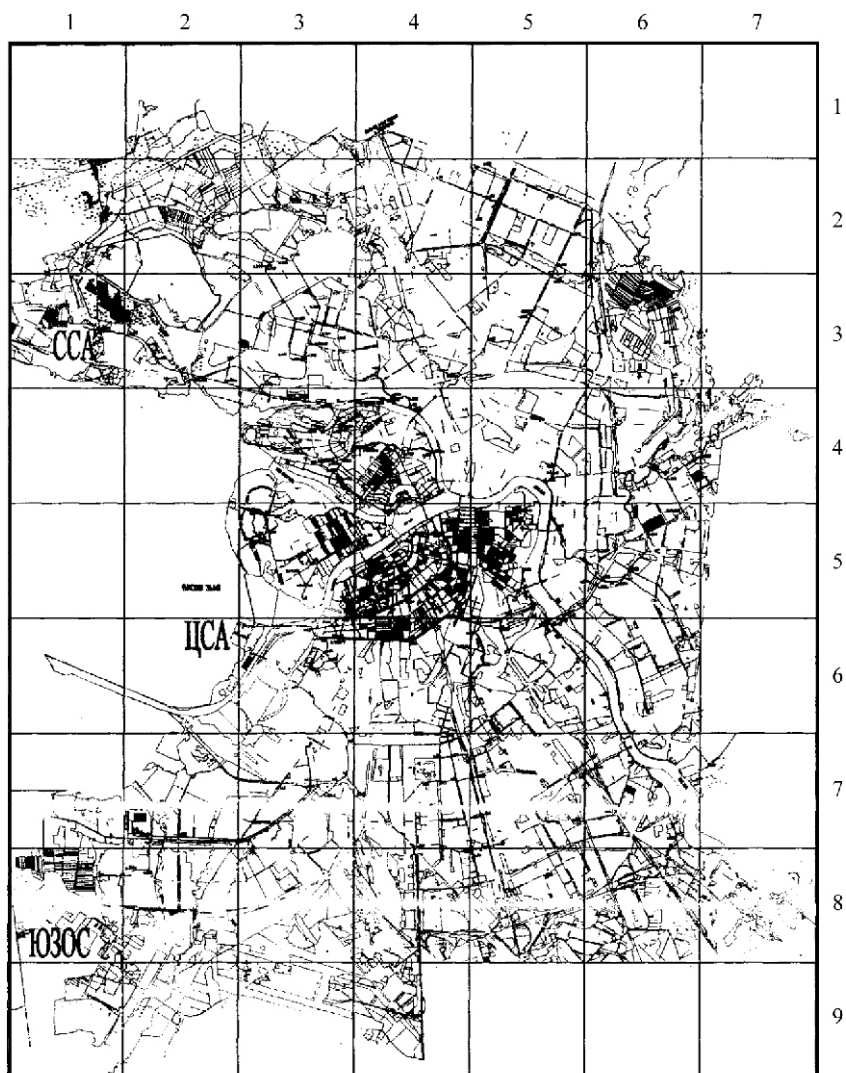


Рис. 1. План-схема территории Санкт-Петербурга, разделенная на ячейки для метеорологического прогноза. Указаны основные водоотводящие коллекторы.

каждой из которых прогнозируются время начала и окончания выпадения осадков, средняя их интенсивность и (или) объем осадков. Данные прогноза, полученные по каждой ячейке, могут представляться в табличной форме. На рис. 2 в качестве примера приведены данные отображения на дисплее МРЛ радиозеха реального дождя. Информация об интенсивности дождя может выдаваться с использованием цветовой шкалы (табл. 1) или в цифровой форме, информация о других параметрах радиозеха — в цифровой форме как на дисплее МРЛ, так и на бумаге.

Таблица 1

Интенсивность дождя в ячейке и соответствующий цвет

$I_{\text{мм/ч}}$	0,05—0,2	0,2—0,5	0,5—1	1—2	2—3	3—5	5—7
Цвет	Серый	Голубой	Светло-синий	Синий	Темно-синий	Желтый	Оранжевый
$I_{\text{мм/ч}}$	7—10	10—20	20—30	30—50	50—70	>70	
Цвет	Красно-оранжевый	Красный	Ярко-зеленый	Темно-зеленый	Темно-малиновый	Ярко-малиновый	

В дополнение к информации о прогнозируемой интенсивности дождя (или вместо нее) может сразу выдаваться информация о прогнозируемом объеме выпадающих осадков.

Для сильных ливневых дождей, продолжительность которых не превышает 1—2 ч, можно в расчетах по прогнозу расходов (объемов) дождевых вод ориентироваться на среднюю интенсивность за время выпадения осадков.

Средний расход дождевых вод Q_d (л/с), поступающих в систему водоотведения с каждой ячейки (см. рис. 1), можно определить (Алексеев и др., 2000; Карагодин и др., 1974) по формуле

$$Q_d = qF, \quad (7)$$

где q — средняя интенсивность (л/(с га)), F — площадь стока (га), — коэффициент стока.

Соотношение между интенсивностью выпадающих осадков I (мм/ч) и интенсивностью осадков по объему q (л/(с га)), используемой при определении расходов дождевых вод, имеет вид

$$q = 2,78I. \quad (8)$$

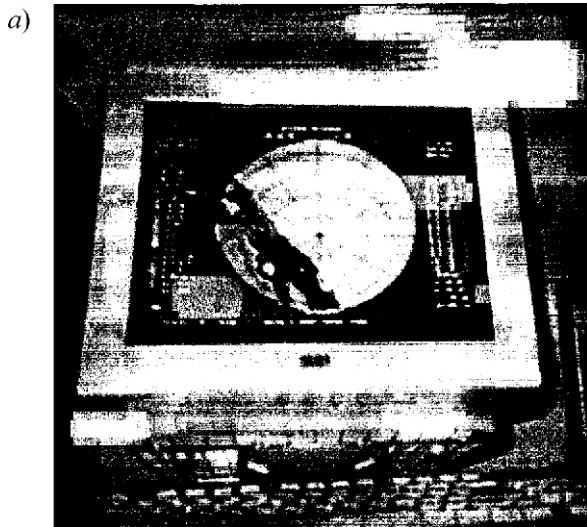


Рис. 2. Радиоэхо зон осадков на экране монитора ЭВМ МРЛ-5 ($l = 3$ см), ЛДМ, СЗТУГМ, полученное 24 октября 2002 г. Масштаб развертки 100 км.

a — 11 ч 40 мин, *б* — 13 ч 00 мин.

Величина коэффициента стока, характеризующего, какая часть выпавших осадков поступит в систему водоотведения, будет зависеть от характера дождей, рельефа, рода поверхности (покрытий) на территории города и других факторов.

Для условий городской застройки при плоском рельефе можно использовать значения k , приведенные для разных поверхностей в табл. 2.

Таблица 2

Значения коэффициента стока

Род поверхности	
Кровли и асфальтобетонные покрытия	0,95
Тротуары и площадки, вымощенные плиткой	0,7
Брусчатые мостовые и черные щебеночные покрытия	0,6
Булыжные мостовые	0,45
Щебеночные покрытия, не обработанные вяжущими материалами	0,4
Гравийные садово-парковые дорожки	0,3
Грунтовые поверхности (спланированные)	0,2
Газоны	0,1

Значение коэффициента стока в ячейке, где имеются поверхности разного рода, можно принимать как средневзвешенное значение при соответствующих долях поверхностей:

$$k = a_1 k_1 + a_2 k_2 + \dots + a_n k_n, \quad (9)$$

где k_1, k_2, \dots, k_n — коэффициенты стока для соответствующего рода поверхности; a_1, a_2, \dots, a_n — доля (единицы) соответствующего рода поверхности, при этом для рассматриваемой ячейки должно выполняться условие

$$a_1 + a_2 + \dots + a_n = 1. \quad (10)$$

Среднее значение коэффициента стока для центральной части города можно принять равным 0,4—0,45, для новых (спальных) районов — 0,3—0,35.

Объем дождевых вод W (м³), поступающих в систему водоотведения, описывается формулой

$$W = \sum_{i=1}^n q_i F_i t_i \cdot 10^{-3}, \quad (11)$$

где t_i — продолжительность выпадения осадков (с); n — число ячеек на территории которых выпали осадки; F_i — часть или вся площадь ячейки, с которой дождевые воды попадают в рассчитываемый бассейн стока (га).

При наличии данных прогноза объема осадков, приходящихся на площадь каждой ячейки, прогнозируемый объем дождевых вод, поступающих в рассматриваемый бассейн стока системы водоотведения (W м³), можно определять по формуле

$$W = \sum_{i=1}^n W_{\text{ос } i} \cdot i, \quad (12)$$

где $W_{\text{ос } i}$ — объем дождевых вод с i -й ячейки, отводимый в рассматриваемый бассейн стока (м³), i — среднее значение коэффициента стока в i -й ячейке.

На плане Санкт-Петербурга с разбивкой территории на метеорологические ячейки (см. рис. 1) наносится водоотводящая сеть, намечаются (определяются) границы бассейнов стока для основных объектов ГУП „Водоканал Санкт-Петербурга”, требующих контроля за притоком дождевых вод (ГНС, ЦСА, ССА, подключения общесплавной сети к правобережному тоннельному дюкеру, некоторые дождевые и общесплавные выпуски в водные объекты и др.).

После установления бассейнов стока для каждого объекта определяется перечень метеорологических ячеек, с территории которых дождевые воды поступают на тот или иной объект, устанавливается их последовательность, начиная с ячейки, наиболее близко расположенной к объекту. Для ячеек, с территории которых дождевые воды поступают в разные бассейны стока, определяется площадь стока, замыкающаяся на соответствующий объект (или бассейн стока). Далее вычисляется время протока с учетом трассировки водоотводящих сетей от начальной и наиболее удаленной (по времени протока) точки каждой ячейки до заданного объекта — ГНС, ЦСА и др. Для общесплавных сетей время протока по трубам можно принимать с некоторым приближением независимо от объема осадков, выпавших на ячейку, с учетом того, что

часть сечения трубопровода заполнена производственно-бытовым стоком; для дождевой сети время протока по трубам можно вычислить, исходя из полного заполнения труб ($h/d = 1$) при заданных диаметре (d) и уклоне (i) сети. Полученное значение следует увеличить в 1,2 раза, учитывая постепенное заполнение сети дождевыми водами и увеличение скорости течения жидкости (Кармазинов и др., 2002; Алексеев и др., 1997). После вычисления времени протока уточняется очередность расположения ячеек в соответствии с их удалением от заданного объекта.

Затем строится гидрограф поступления дождевых вод к заданному объекту путем суммирования расходов от отдельных ячеек. При построении гидрографа учитывается продолжительность протока от ячейки до заданного объекта и продолжительность выпадения дождя. Далее выполняются соответствующие технические расчеты (Алексеев и др., 1997)..

С некоторым приближением можно принять, что объем выпавших на территорию ячейки дождевых вод поступает из нее к заданному объекту (и это отражается на гидрографе) равномерно, увеличиваясь от нуля до максимального расхода в течение времени, равного разности между наибольшей и наименьшей продолжительностью протока от ячейки до контролируемого объекта (продолжительность протока по сети в ячейке). Если продолжительность выпадения осадков в ячейке больше, чем продолжительность протока по сети, проложенной на территории данной ячейки, то в течение времени, равного разности между этими периодами, в сеть и далее к объекту поступает наибольший расход из этой ячейки.

Отдельные карты для части территории города с трассировками сетей и примыкающими к ним ячейками могут быть составлены для каждого объекта.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев М. И., Кармазинов Ф. В., Курганов А. М., 1997. Гидравлический расчет сетей водоотведения: 4.1. Закономерности движения жидкости; 4.2. Расчетные таблицы. — СПб.: изд. СПбГАСУ.
2. Алексеев М. П., Курганов А. М., 2000. Организация отведения поверхностного (дождевого и талого) стока с урбанизированных территорий / Учеб. пособие. — М.: Изд-во АСВ; СПб.: СПбГАСУ. — 352 с.
3. Алибегова Ж. Д., 1985. Пространственно-временная структура полей жидких осадков. — Л.: Гидрометеиздат. — 228 с.

4. Баранов В. Г., Довгальюк Ю. А., Станкова Е. Н., 1988. Использование полутримерной модели для исследования естественной эволюции конвективного облака и при воздействии / Труды I Всесоюзного симпозиума „Математическое моделирование атмосферной конвекции и искусственных воздействий на конвективные облака”. — М.: Гидрометеоздат, с. 34—42.
5. Брылев Г. Б., Гашина С. Б., Низдойминого Г. Л., 1986. Радиолокационные характеристики облаков и осадков. — Л.: Гидрометеоздат. — 228 с.
6. Брылев Г. Б. и др., 1993. Руководство по производству наблюдений и применению информации с неавтоматизированных радиолокаторов МРЛ-1, МРЛ-2, МРЛ-5. — Л.: Гидрометеоздат. — 256 с.
7. Карагодин В. Л., Молоков М. В., 1974. Отвод поверхностных вод с городских территорий. — М: Стройиздат. — 211 с.
8. Кармазинов Ф. В. (ред.) и др., 2002. Отведение и очистка сточных вод Санкт-Петербурга. — СПб.: Новый журнал. — 683 с.
9. Степаненко В. Д., 1973. Радиолокация в метеорологии. — Л.: Гидрометеоздат. — 343 с.
10. Anderson B., Nyberg U., Aspergen H., Jansen J., 1991. Extended nutrient removal at the Klagshamn waste water treatment plant in Malmo. — *In: Proc. EWPCA Conference “Advanced Sewage Purification to the Protection of the North and Baltic Sea”.* — Luebeck/Travemuende.
11. Hagget C. M., May B. C, Cress M. A., 1992. Advances in operational flood forecasting in London. — *In: Advances in hydrological applications of weather radar / Ed. by G. Shepherd and H.-R. Verwor.* — Proc. 2nd International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar. — Hanover, Germany.
12. Hagget C. M., May B. C, Cress M. A., 1992. Advances in operational flood forecasting in London. — *In: Advances in hydrological applications of weather radar / Ed. by G. Shepherd and H.-R. Verwor.* — Proc. 2nd International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar. — Hanover, Germany.

**АКТИВНЫЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ОБЛАКА И ОСАДКИ
В САНКТ-ПЕТЕРБУРГЕ ВО ВРЕМЯ ПРОВЕДЕНИЯ
САММИТА ГЛАВ ГОСУДАРСТВ И ПРАВИТЕЛЬСТВ
„ГРУППЫ ВОСЬМИ”**

Д. Р. Айсин, С. М. Гальперин, В. Н. Козлов, Г. Г. Щукин

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

Приводится анализ выполненных работ по предотвращению осадков во время проведения саммита „Группы восьми”. Рассмотрены подготовительные работы. Дан анализ метеорологических условий 15—17 июля 2006 г.

Работы по улучшению погодных условий проводились самолетами Ил-18 и Ан-12. В качестве реагентов использовались твердая углекислота, жидкий азот и грубодисперсные порошки (цемент). Контроль за метеоусловиями проводился с МРЛ-5. Поставленная задача по улучшению погодных условий была выполнена.

**ACTIVE INFLUENCES ON CLOUDS
AND PRECIPITATION DURING G8 SUMMIT
IN SAINT-PETERSBURG**

D. R. Aysin, S. M. Galperin, V. N. Kozlov, G. G. Schukin

Main Geophysical Observatory

The results of work on preventing precipitation during G8 summit are considered. The description of our preparations and data on weather conditions during the work period 15—17 July 2006 are presented. Active influences aimed at improvement of meteorological conditions were done using two of the following types of aircrafts Il-18 and An-12. Solid carbon dioxide, liquid hydrogen and large particle powder (cement) were used as reagents. Weather control was provided with the help of MRL-5. The work on improving weather conditions has been fulfilled successfully.

Введение

В настоящее время благодаря усилиям коллективов ученых ЦАО, ВГИ, ИЭМ, ГГО и ряда НИУ зарубежных стран достигнуты значительные успехи в области искусственного регулирования осадков в целях создания благоприятных погодных условий при проведении массовых мероприятий (Дядюченко и др., 1999; Щукин и др., 2004).

Анализ организации и проведения метеозащиты Санкт-Петербурга Филиалом ГГО НИЦ ДЗА выявил ряд особенностей, которые необходимо учитывать при принятии решения на проведение метеозащиты. В связи с неопределенностью метеорологических условий на период проведения работ технология активных воздействий (АВ) должна предусматривать воздействия на разнообразные типы облачности — от однослойной слоистообразной до многослойной фронтальной с осадками, от мощных кучевых облаков до многоячейковых кучево-дождевых. Для предотвращения выпадения осадков или снижения их интенсивности использовались воздушные суда типа Ил-18 и Ан-12, радиолокатор МРЛ-5, средства связи и оргтехника. Работы по АВ проводились на двух рубежах от защищаемого объекта на разных высотах с применением разнообразных реагентов, и прежде всего кристаллизующих, гигроскопических и грубодисперсных порошков. Полеты ВС регламентировались временной инструкцией на внутрассовые полеты в воздушной зоне мегаполиса. Особенностью выполнения работ являлся ряд возможных запретов на полеты в районе защищаемого объекта, а также запрет на полеты при приеме литературных рейсов.

Анализ проведенных работ показывает, что активные воздействия на облака и связанные с ними явления успешны в случае применения технологий, направленных как на искусственную интенсификацию осадков на удаленных рубежах (создание „тени” осадков на защищаемом объекте) и предотвращение их выпадения путем перезасева, так и на изменение направления перемещения кучево-дождевого облака (Шметер, 2000).

Наиболее показательными активными воздействиями на гидрометеорологические процессы являлись работы по метеозащите Санкт-Петербурга 15—17 июля 2006 г. во время проведения саммита глав государств и правительств „Группы восьми”.

Подготовка и организация работ по улучшению погодных условий

При подготовке работ по улучшению погодных условий в Санкт-Петербурге в дни проведения саммита „Группы восьми” 15—17 июля 2006 г. были приняты меры по обеспечению возможности воздействия на слоистообразные облака и облака вертикального развития. Техническое оснащение самолетов средствами воздействий позволяло производить как засеив слоистообразных облаков с целью их рассеяния и прекращения осадков, так и воздействие на изолированные или затопленные зоны конвекции с целью их разрушения и предотвращения ливней (Корнеев, 2002).

Воздействия планировалось осуществлять с применением технологий, разработанных в Росгидромете и основанных на засеиве облаков слоистообразных форм гранулированной твердой углекислотой, йодистым серебром или жидким азотом. Для подавления развития конвективных облаков и предотвращения выпадения из них ливневых осадков предусматривался засеив таких облаков дозированными порциями порошкообразного реагента, инициирующего в облаках нисходящие движения (РД 52.11.678-2006).

В качестве аэропорта базирования указанных самолетов на период работ был выбран аэродром „Чкаловский”.

Техническое обеспечение работ средствами воздействий, их подготовку и техническое обслуживание, а также изготовление упаковок с порошкообразными реагентами осуществляло ЗАО „Центр внедрения методов и средств активного воздействия на погоду АКВА.

Филиалом ГГО НИЦ ДЗА была проведена необходимая работа со специализированными организациями управления воздушным движением в воздушной зоне Санкт-Петербурга, в результате которой была подготовлена и утверждена в установленном порядке „Временная инструкция по организации и производству полетов по созданию благоприятных погодных условий в дни проведения саммита „Группы восьми” в Санкт-Петербурге 15—17 июля 2006 г.”.

Для непосредственного руководства летными работами по улучшению погодных условий в Санкт-Петербурге была создана группа управления работами, в состав которой вошли специалисты НИЦ ДЗА, АНО „Агентство атмосферных технологий” и Центральной аэрологи-

ческой обсерватории, а также представители 6-й Воздушной армии ВВС России и ПВО России. Группа располагались в пункте управления работами (на радиолокационном комплексе НИЦ ДЗА в Воейково) и имела своих представителей в аэропорту базирования самолетов воздействия для оперативного решения вопросов организации и управления; с военным сектором СПб РЦ ЕС Ор ВД поддерживалась телефонная и радиосвязь.

В пункте управления работами в дополнение к поступающей сюда радиолокационной информации был организован прием метеорологической и спутниковой информации, данных радиовеетрового зондирования с СЗУ Росгидромета, что наряду с поступающими по радио данными самолетного зондирования атмосферы позволяло обеспечивать группу оперативного управления всей информацией о синоптической обстановке и характеристиках облачных полей, необходимой для принятия оперативных решений о проведении воздействий.

Метеорологические условия в период проведения работ 15—17 июля 2006 г.

В начале второй декады июля над северной частью Европейского континента началась перестройка атмосферных процессов. Вместо очень теплой и влажной воздушной массы, долгое время располагавшейся над всей территорией Северо-Западного региона, со стороны Скандинавского полуострова начал поступать более прохладный воздух с Атлантического океана. Вытеснение теплой неустойчивой воздушной массы сопровождалось формированием двух мощных атмосферных циклонических вихрей: одного над северо-западом европейской части России (ЕЧР) и второго над Украиной.

Образование 16 июля глубокого высотного циклона над северо-западом ЕЧР, не предусмотренное среднесрочными прогнозами, было связано с более медленным, чем ожидалось, перемещением со Скандинавии с запада на восток высотной ложбины и сложным перераспределением энергии внутри высотной фронтальной зоны. Такое неожиданное развитие синоптических процессов способствовало интенсификации процессов облако- и осадкообразования 16 и 17 июля над северо-западом ЕЧР, развитию грозových явлений и выпадению ливневых осадков в районе Санкт-Петербурга.

Метеорологические условия 15 июля 2006 г.

Метеорологические условия 15 июля 2006 г. определялись прохождением в утренние часы с запада на восток через Санкт-Петербург холодного фронта со Скандинавии. Облачная система холодного фронта, хорошо видимая на снимке с ИСЗ „Метеосат-8”, располагалась к 10 ч МСК по линии Минск—Санкт-Петербург—Петрозаводск—Архангельск и перемещалась на восток со скоростью 20—25 км/ч.

По данным радиозондирования аэрологической станции (АЭ) Войково в 04 ч МСК в слое от поверхности Земли до высоты 2 км наблюдался северный ветер от 30 до 50 км/ч. Выше уровня 3 км ветер ослабевал до 22—25 км/ч и менял направление на юго-западное. Нулевая изотерма наблюдалась на высоте 2900 м.

В первую половину дня по данным летных экипажей в районе к юго-западу от Санкт-Петербурга наблюдалась многослойная слоисто-образная облачность. Отдельные конвективные облака затопленной конвекции в первую половину дня смещались с юго-запада на северо-восток со скоростью 35—40 км/ч.

Метеорологические условия 16 июля 2006 г.

Город Санкт-Петербург и Ленинградская область находились 16 июля 2006 г. в передней части антициклона, на его восточной периферии. Центр антициклона в 04 ч МСК располагался над Данией и перемещался в восточном направлении. Малоградиентная область пониженного давления с очень теплым и влажным воздухом занимала восточную и южную части Русской равнины. Облачная система холодного фронта с волнами, прошедшего через Санкт-Петербург накануне, располагалась в 100—150 км к востоку от города и перемещалась в северо-восточном направлении. Западная кромка сплошной облачности этого холодного фронта, согласно снимку со спутника, проходила по линии Петрозаводск—Новгород—Великие Луки. Ось высотной ложбины к 04 ч МСК располагалась примерно вдоль линии Мурманск—Санкт-Петербург—Великие Луки. В то же время над Карельским перешейком и северной частью акватории Ладожского озера находилась облачная система вторичного холодного фронта, перемещавшаяся в течение дня с севера на юг по тыловой западной периферии высотной ложбины. Передняя граница облачной системы этого фронта в

04 ч МСК располагалась севернее Санкт-Петербурга вдоль линии Сестрорецк—Сортавала.

По данным утреннего радиозондирования на АЭ Воейково неустойчивая стратификация наблюдалась в слое от поверхности Земли до высоты 2600 м, а также в слое 3800—5400 м. Между этими слоями располагался задерживающий слой с пониженными вертикальными градиентами температуры 3—4 °С/100 м. Нулевая изотерма находилась на высоте 2200 м. Относительная влажность в слое от поверхности Земли до высоты 2600 м составляла 50—70 %. Выше уровня 3,5 км и до тропопаузы наблюдался очень сухой воздух (влажность менее 10 %). Тропопауза располагалась на высоте 9 км. В нижнем 6-километровом слое преобладал северный и северо-западный ветер со скоростью 10—15 м/с. В верхней тропосфере наблюдался сильный юго-западный ветер со скоростью 20—25 м/с. Температура у поверхности Земли составляла утром 14 °С. Днем воздух в городе прогрелся до 22 °С.

В дневные часы в связи с прогревом воздуха у поверхности Земли и поверхностных вод Финского залива создались благоприятные условия для развития конвекции. Образовавшиеся к северу от Санкт-Петербурга конвективные облака перемещались с севера на юг со скоростью до 35 км/ч.

По данным радиолокационных наблюдений интенсивность осадков в утренние часы достигала 1—2 мм/ч. Днем в городе и области наблюдались кратковременные дожди. Интенсивность осадков по радиолокационным данным в дневное время по области достигала 5—10 мм/ч.

Метеорологические условия 17 июля 2006 г.

В течение суток 16 июля на месте высотной ложбины в средней тропосфере сформировался глубокий циклон, влияние которого проявилось 17 июля. Падение давления в центре циклона 17 июля продолжилось. Центр высотного циклона располагался в 150—200 км к юго-востоку от Санкт-Петербурга, в районе Новгорода. В 04 ч МСК центр антициклона располагался у западного побережья Эстонии. На западной периферии сформировавшегося 16 июля циклона располагалась облачная система фронта окклюзии. В Санкт-Петербурге наблюдалась сплошная слоистая и слоисто-дождевая облачность, что хорошо просматривалось на снимках с ИСЗ за 10 ч МСК.

Анализ данных радиозондирования в Воейково в 04 ч показал, что атмосфера была стратифицирована устойчиво. Основной осадкообразующий слой находился на высотах от 2200 до 4300 м. Нулевая изотерма располагалась на высоте 1900 м. Относительная влажность в слое от поверхности Земли до высоты 4,3 км составляла 60—80 %. Выше наблюдалось чередование слоев с влажностью 40—50 % и очень сухих слоев с относительной влажностью менее 10 %.

Располагавшийся в 04 ч к северо-востоку от Санкт-Петербурга обширный массив слоисто-дождевой облачности с дождями малой интенсивности в течение дня перемещался с северо-востока на юго-запад со скоростью 30—40 км/ч. В городе временами выпадали слабые осадки. По радиолокационным данным интенсивность осадков по области достигала 1—2 мм/ч.

Авиационные работы по активному воздействию на облака

Авиаработы 15 июля 2006 г.

К 8 ч 15 июля 2006 г. зона облаков холодного фронта на экране МРЛ-5 прослеживалась в ЮЗ и СВ секторах от Санкт-Петербурга. В ЮЗ секторе на экране МРЛ-5 радиоэхо этого облачного массива прослеживалось на удалении до 150 км. Высота верхней границы слоисто-дождевых и кучево-дождевых облаков на фронтальном разделе достигала 7 км.

В соответствии с фактическими метеоусловиями летные работы по активному воздействию на облака с целью метеозащиты района Санкт-Петербурга 15 июля были начаты в 8 ч, когда из аэропорта „Чкаловский” в воздух был поднят самолет-метеолaborатория Ил-18 для зондирования атмосферы и проведения воздействий. С 8 ч 35 мин были подняты еще два самолета Ил-18. В период с 9 ч 40 мин до 11 ч 50 мин все самолеты проводили работы по засеву облаков с целью исключения выпадения осадков и рассеиванию облаков реагентами, указанными выше. В результате АВ с верхней границы облачного массива к 10 ч 00 мин ее высота уменьшилась до 5 км, в то время как за пределами зоны воздействия высота верхней границы облачного слоя оставалась неизменной.

Воздействия проводились на удалении 60—70 км к югу от Санкт-Петербурга. В связи с прибытием глав государств работы были при-

остановлены с 12 ч. К этому времени облака, смещавшиеся в район Стрельни, в результате воздействий диссипировали и гряда облаков с выпадающими осадками прошла восточнее Санкт-Петербурга.

Авиаработы 16 июля 2006 г.

С учетом официального прогноза развития облачности летные работы по активному воздействию на облака с целью улучшения погодных условий в районе Санкт-Петербурга 16 июля были начаты в 7 ч 40 мин, когда из аэропорта „Чкаловский” в воздух были подняты два самолета воздействия типа Ил-18.

АВ на облака с целью их рассеяния и уменьшения количества выпадающих из них осадков были начаты в 9 ч 20 мин. Работы по засеву фронтальных конвективных и слоисто-дождевых облаков с элементами затопленной конвекции 16 июля выполнялись по методике разрушения осадкообразующего облачного слоя и подавления развития конвективной облачности. Для этого самолеты осуществляли засев облаков упаковками с грубодисперсным порошком, а также твердой углекислотой (сухим льдом) и жидким азотом вдоль линий АВ длиной 30—50 км.

Линии выбирались перпендикулярно вектору ветрового перемещения облачности и располагались на разных (30—60 км) удалениях от защищаемой территории. В процессе работы положение линий засева облаков постоянно корректировалось из Центра управления летными работами с учетом фактического перемещения облачности.

Сброс грубодисперсного порошка осуществлялся из расчета две—три упаковки (по 25 кг каждая) на облачную ячейку.

В связи с изменением метеообстановки и появлением облачности к северо-востоку от защищаемой территории в 13 ч 00 мин в Центре управления летными работами было принято решение о перегруппировке самолетов и их размещении на двух рубежах. В соответствии с новой схемой воздействий два самолета должны были работать на дальних подступах к объекту — на удалении 60—100 км от города, а один самолет — в непосредственной близости к границам города, на удалении 40 км, с целью подавления возникающих в этой зоне конвективных ячеек

До 15 ч 00 мин воздействия в основном производились на конвективные облака, которые формировались на удалении от 60 до 100 км и

перемещались к защищаемой территории со скоростью 30—40 км/ч. После воздействия они разрушались, не доходя до защищаемого объекта.

После 15 ч в результате прогрева конвективные ячейки начали развиваться на удалении 40—60 км от объекта, при этом скорость их перемещения возросла до 50—60 км/ч. В связи с этим продолжительность воздействия на эти ячейки до их входа в запретную для полетов самолетов зону (при проведении летных работ самолетам воздействия было запрещено приближаться к защищаемому объекту на расстояние менее 40 км) сократилось до 10—15 мин, что было недостаточно для полного подавления их развития. К тому же ячейки, перемещаясь, выходили на акваторию Финского залива, которая вследствие заметного прогрева к этому времени существенно интенсифицировала процессы конвекции в проходящих над ней облачных ячейках. Этот процесс значительно усиливался при смещении облаков с водной поверхности на сушу.

На рис. 1 приведено изображение радиоэха от выпадавших в зоне работ осадков, построенное по данным, полученным в последовательные моменты времени. Из рисунка видно, что воздействие на перемещавшуюся в сторону объекта ячейку можно было проводить только в период прохождения ячейки через позиции 1 и 2, а в момент 3 ячейка находилась уже в запретной для полетов зоне, и следовательно, была недоступна для продолжения воздействий.

Анализируя радиолокационные данные о высоте верхней границы конвективных ячеек и интенсивности выпадающих из них осадков, можно заключить, что после проведенного воздействия высота верхней границы и интенсивность осадков уменьшились. Вполне очевидно, что при возможности продолжения воздействий выпадение осадков из ячейки было бы исключено или же значительно ослаблено в зоне объекта.

До 20 ч воздействия по-прежнему производились на двух рубежах — на ближнем и дальнем. Затем, с развитием мощных конвективных облачных кластеров в непосредственной близости от города к северу от него, все самолеты были переведены в ближнюю зону. Радиолокационные наблюдения за облачностью и осадками при проведении засева облаков отчетливо иллюстрируют их реакцию на засев, выражавшуюся в уменьшении высоты верхней границы, последующей диссипации облаков в зонах засева и прекращении выпадения осадков.

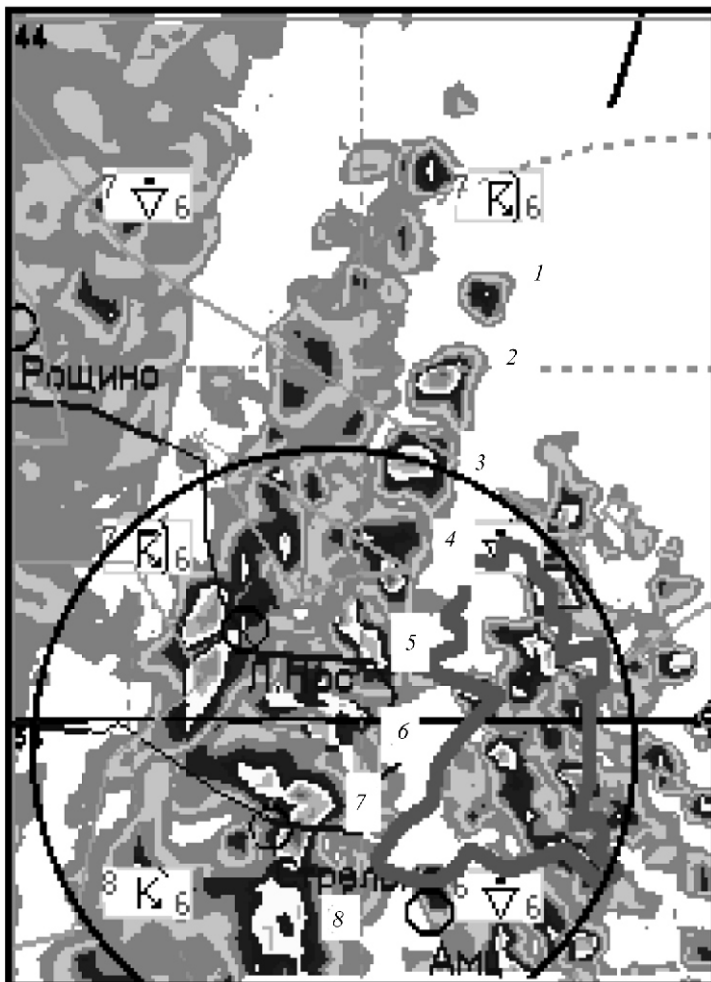


Рис. 1. Перемещение радиоэха ячеек осадков в период 15 ч 30 мин—16 ч 43 мин 16 июля 2006 г.

Окружность ограничивает 40-километровую зону запретов на полеты.

Позиция	1	2	3	4	5	6	7	8
Время, ч мин	15 30	15 40	15 50	16 00	16 12	16 22	16 36	16 43

Объем и результаты активных воздействий на облака 16 июля 2006 г. наглядно иллюстрируются траекториями полетов самолетов на географической карте местности (рис. 2) и радиолокационной картой слоя осадков (рис. 3), выпавших на площади работ за весь период метеозащиты Санкт-Петербурга 16 июля 2006 г. Всего при выполнении летных работ по воздействиям 16 июля было выполнено восемь вылетов самолетов. Суммарное время налета самолетов в этот день составило 57 ч 14 мин. В результате выполненных воздействий выпадение осадков на защищаемой территории носило непродолжительный очаговый характер. По данным МРЛ-5 количество выпавших на город осадков составило 2—3 мм, в то время как вне зоны работ по АВ достигало 12—15 мм.

Авиаработы 17 июля 2006 г.

В соответствии с фактическими метеоусловиями летные работы по активному воздействию на облака с целью создания благоприятных метеоусловий в Санкт-Петербурге и районе Стрельны 17 июля были начаты в 6 ч подъемом в воздух из аэропорта „Чкаловский” последовательно шести самолетов Ан-12 и трех самолетов Ил-18.

Непосредственные воздействия на облака с целью их рассеяния и уменьшения выпадающих из них осадков были начаты в 7 ч 30 мин. Для уменьшения количества осадков и разрушения осадкообразующей облачности засев слоисто-дождевых облаков 17 июля выполнялся с использованием сухого льда и жидкого азота вдоль линий длиной до 40—50 км. Линии воздействий располагались перпендикулярно вектору перемещения облачности на удалении 15—60 км к северо-востоку от города. Самолеты располагались на различных эшелонах в диапазоне высот 3600—6300 м.

Для создания перезасева облаков нормы расхода сухого льда 17 июля доходили до 5—6 кг/км и жидкого азота — до 300—500 г/км. Кроме хладореагентов воздействия на затопленные в слоистообразной облачности конвективные ячейки производились с использованием упаковок с грубодисперсным порошком. Как и в предыдущие дни, схемы воздействий, т. е. положения линий засева при проведении воздействий, корректировались с учетом фактического перемещения облачности и осадков.



Рис. 2. Траектории полетов самолетов в период работ по метеозащите Санкт-Петербурга 16 июля 2006 г.

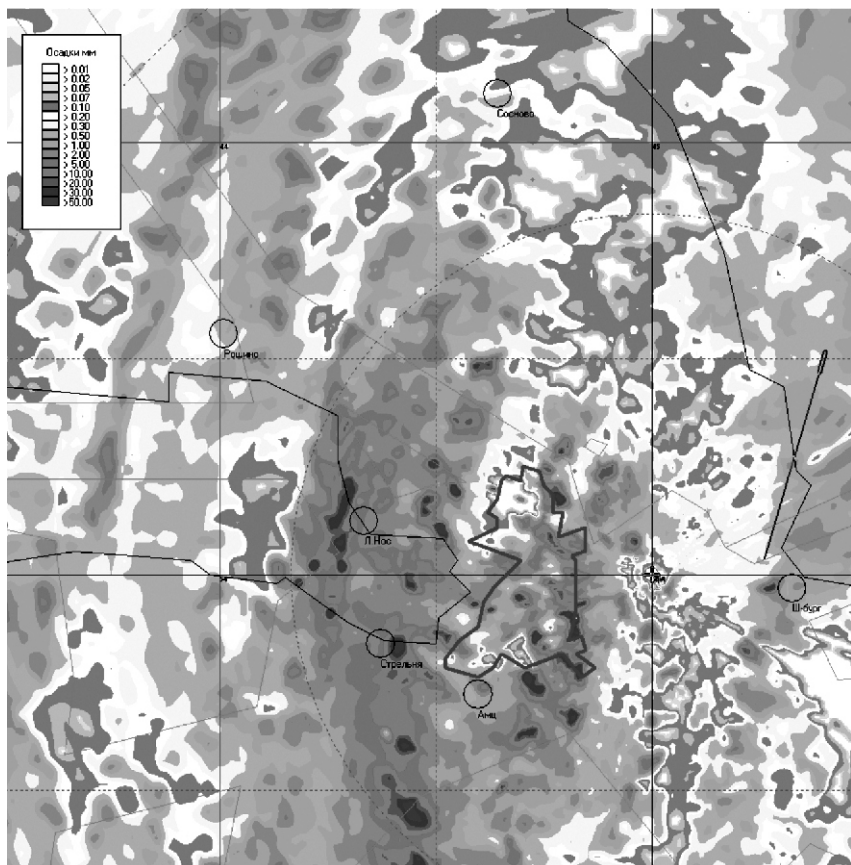


Рис. 3. Радиолокационная карта накопленного слоя осадков на площади работ 16 июля 2006 г.

Данные радиолокационных наблюдений, полученные в ходе проведения засева облаков, отчетливо иллюстрируют реакцию облаков и осадков на воздействия. После проведения воздействий наблюдалось либо полное прекращение осадков, либо значительное уменьшение их интенсивности (в 5—10 раз), а также уменьшение площади облачного покрова и высоты верхней границы облаков над защищаемыми объектами. К 12 ч 30 мин наблюдалось полное прекращение выпадения осадков из натекающей на защищаемую территорию облачности.

В 15 ч воздействия были закончены, и самолеты, принимавшие участие в работе по засеву облаков 17 июля, направились на базу в аэропорт „Чкаловский”.

Заключение

1. Сложившаяся в результате многолетних совместных работ кооперация организаций и предприятий Росгидромета и Министерства обороны РФ позволила в кратчайшие сроки подготовить и успешно провести сложный комплекс авиационных работ по воздействию на облака. Работы выполнялись на основе разработанной в Росгидромете российской технологии активного воздействия на метеорологические процессы с применением экологически безопасных реагентов.

2. 15—17 июля 2006 г. было выполнено 20 полетов специально оборудованных самолетов с суммарным налетом 138 ч летного времени. В ходе полетов для воздействий на облачные системы было израсходовано 23 т гранулированной твердой углекислоты, 17,8 т цемента марки М-500, 1800 л жидкого азота и 144 пиропатрона ПВ-26.

3. Анализ радиолокационных данных о распределении осадков в районе Санкт-Петербурга показал, что проведенные работы по улучшению погодных условий действительно привели к существенному снижению интенсивности процессов осадкообразования в натекающих на защищаемую территорию облачных массах 16 и 17 июля и практически полностью исключили выпадение осадков 15 июля 2006 г.

4. Несмотря на сложные метеорологические условия и существенные ограничения по выполнению полетов вблизи защищаемых территорий, поставленная задача по улучшению погодных условий в Санкт-Петербурге при проведении мероприятий во время встречи глав государств и правительств „Группы восьми” была выполнена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дядюченко В. Н., Корнеев В. П., Стасенко В. Н., 1999. Опыт работы по метеозащите крупных городов. Материалы Юбилейной конф. „Состояние и перспективы развития технологии и технических средств воздействия на гидрометеорологические процессы”. Чебоксары, с. 48—49.

2. Корнеев В. П., 2002. Разработка и внедрение комплекса самолетных средств воздействия на облака для оперативно-производственных работ. — Автореф. дисс. ... канд. техн. наук. — РГГМУ. — 23 с.

3. РД 52.11.678—2006. Методические указания, 2006. Проведение работ по искусственному подавлению развития конвективных облаков самолетными средствами воздействия. — М.: Метеоагентство Росгидромета. — 22 с.

4. Шметер С. М., Корнеев В. П., 2000. Изменение режима осадков с подветренной стороны от зоны активных воздействий на облака. — Метеорология и гидрология, № 2, с. 35—46.

5. Щукин Г. Г., Козлов В. Н., Степаненко В. Д., Гальперин С. М., Стасенко В. Н., 2005. Активные воздействия на облачные системы с целью обеспечения благоприятных погодных условий в период празднования 300-летия Санкт-Петербурга 30—31 мая 2003 г. — Труды НИЦ ДЗА (филиала ГГО), вып. 5 (553), с. 143—168.

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ АМПЛИТУДНЫХ ПАРАМЕТРОВ ЭМИ МОЛНИЙ В БЛИЖНЕЙ ЗОНЕ

А. В. Снегуров, В. С. Снегуров

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

Экспериментально выявлены вариации модуля отношения амплитуд электрической и магнитной составляющих излучения $K(t, R)$ близких грозových разрядов в полосе частот от 0,3 до 60 кГц. Расчетным путем в рамках дипольной модели источника показано, что изменения $K(t, R)$ обусловлены длительностью временных форм электромагнитного излучения грозových разрядов, их трансформацией по мере приближения к источнику и пространственной ориентацией каналов молниевых разрядов.

VARIATION OF AMPLITUDE PARAMETERS OF ELECTROMAGNETIC RADIATION OF CLOSE LIGHTNING DISCHARGES

A. V. Snegurov, V. S. Snegurov

Main Geophysical Observatory

The results of experimental investigations and some theoretical calculations ratio of variations of ratio amplitudes of the electric and magnetic components of radiation of the lightning discharges in frequency range from 0.3 up to 60 kHz are presented.

В период с 1993 по 2006 г. в п. Воейково Ленинградской области с помощью разработанного авторами аппаратно-программного комплекса (АПК) „Алвес” проводилась регистрация электромагнитного излучения молний (атмосфериков) в полосе частот 0,3—60 кГц (Снегуров и др., 2006а; 2006б). Пеленгационной системой местоопределения гроз (ПСМГ) измерялись координаты грозových разрядов. Привлека-

лись данные визуальных наблюдений наземных метеорологических станций. Отмечено, что при прохождении грозových очагов над пунктом измерений наблюдается увеличение модуля отношения максимальных амплитуд электрической E_z и магнитной H составляющих электромагнитного излучения (ЭМИ) грозových разрядов $K(t, R)_{\max}$

$E_z(t, R)/H(t, R)$. Подобные изменения наблюдаются при регистрации аналогичного параметра $K(f, R)_{\max} E_z(f, R)/H(f, R)$ для узкополосных сигналов. Измеренные значения $K(t, R)_{\max}$ коррелируют с $K(f, R)_{\max}$ на частоте 500 Гц (коэффициент корреляции 0,9). Известно, что $K(f, R)_{\max}$ используется в дальнометрии ближних гроз (Ардатов и др., 1991; Снегуров, 1988; 2005; Снегуров и др., 2005). В этой связи представляют интерес причины увеличения $K(t, R)_{\max}$ на малых удалениях и возможность использование этого параметра для определения дальности грозových разрядов.

Расчеты вариаций $K(t, R)_{\max}$ проводились с помощью известных соотношений для электрической E_z и магнитной H составляющих ЭМИ произвольно ориентированного в пространстве дипольного излучателя (Кононов и др., 1986; 1992):

$$E_z = \frac{\cos^2 \theta_0 (\sin \theta_0 \cos \theta_0)}{2 R^3} n^2 \frac{d^2 P(t)}{dt^2} - m_0 n \frac{dP(t)}{dt} - m_0 P(t), \quad (1)$$

$$H = \frac{\cos^2 \theta_0 (\sin \theta_0 \cos \theta_0)}{2 Z_0 R^3} n^2 \frac{d^2 P(t)}{dt^2} - n \frac{dP(t)}{dt}, \quad (2)$$

где

$$m_0 = \frac{\cos \theta_0 \operatorname{tg} \theta_0 \cos(\theta_0 - \theta_0)}{\sin \theta_0 \cos \theta_0},$$

θ_0 — угол взаимной ориентации излучателя относительно направления на точку наблюдения, θ_0 — угол отклонения излучателя от горизонтальной плоскости, θ_0 — угол места источника из точки приема, $\theta_0 = 0,854 \cdot 10^{12}$ ф/м, $\theta_0 = 4 \cdot 10^7$ Гн/м, $Z_0 = \sqrt{\mu_0 / \epsilon_0}$, $n = R/C$, C — скорость света, R — расстояние (м). Дипольный момент в источнике

аппроксимировался суммой двух экспонент: $P(t) = P_0[a_1^3 t^3 \exp(-a_1 t) + b a_2^3 t^3 \exp(-a_2 t)]$ (Кононов и др., 1986; 1992). Из приведенных выше соотношений для E_z , H и $P(t)$ можно получить выражение для $K(t, R)$:

$$K(t, R) = \left| \frac{\cos \left[\frac{n^2 (A_1 - bA_2) m_0 n (A_3 - bA_4) m_0 (A_5 - bA_6)}{[n^2 (A_1 - bA_2) - n(A_3 - bA_4)] Z_0} \right]}{[n^2 (A_1 - bA_2) - n(A_3 - bA_4)] Z_0} \right|, \quad (3)$$

где

$$A_1 = (a_1^5 t^3 - 6a_1^4 t^2 + 6a_1^3 t) \exp(-a_1 t),$$

$$A_2 = (a_2^5 t^3 - 6a_2^4 t^2 + 6a_2^3 t) \exp(-a_2 t),$$

$$A_3 = (3a_1^3 t^2 - a_1^4 t^3) \exp(-a_1 t),$$

$$A_4 = (3a_2^3 t^2 - a_2^4 t^3) \exp(-a_2 t),$$

$$A_5 = (a_1^3 t^3) \exp(-a_1 t),$$

$$A_6 = (a_2^3 t^3) \exp(-a_2 t).$$

Величина $K(t, R)$ не зависит от величины начального дипольного момента и определяется временем наблюдения, расстоянием R до источника, вариациями параметров аппроксимации $P(t)$ в источнике a_1 , a_2 , b и его пространственной ориентации (коэффициентом поляризации m_0). Для вертикального источника ($m_0 = 1$) увеличение $K(t, R)_{\max}$ наблюдается на расстоянии менее 5 км. На этом расстоянии „длинным” сигналам, содержащим более низкие частоты, соответствует резкий рост $K(t, R)_{\max}$. Результаты расчетов $K(t, R)_{\max}$ для различных значений m_0 и расстояний приведены на рис. 1. Значения $K(t, R)_{\max}$ на расстояниях до 15—20 км почти симметричны при положительных и отрицательных значениях m_0 . При изменении m_0 от 0 до 2 величина $K(t, R)_{\max}$ на расстоянии менее 10 км увеличивается и может достигать 50 единиц. В том случае, когда диполь находится в горизонтальном положении и повернут на 90° относительно направления на точку наблюдения ($m_0 = 0$), расчеты показывают, что $K(t, R)_{\max} < 1$ в зоне более 20 км в тех случаях, когда источник излучения ориентирован в горизонтальной плоскости.

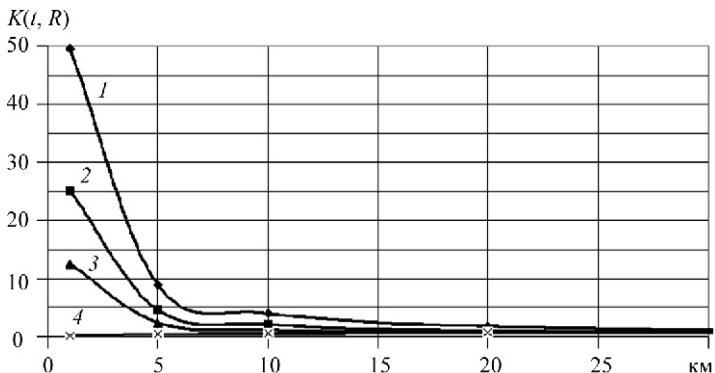


Рис. 1. Изменение параметра $K(t, R)_{\max}$ от расстояния R и коэффициента m_0 при параметрах аппроксимации дипольного момента $a_1 = 23000, a_2 = 3500, b = 3$.

Кривая	1	2	3	4
m_0	2	1	0,5	0

Поскольку электрическая составляющая E_z в ближней зоне отличается от магнитной составляющей H поля дополнительным „статическим” слагаемым (его амплитуда убывает пропорционально кубу расстояния), наблюдается различная зависимость изменения E_z и H во времени. Поэтому при определении $K(t, R)_{\max}$ расчетным путем или по измеренным значениям амплитуд электрического E_z и магнитного H поля требуется выбирать моменты времени, когда E_z и H имеют максимальные значения. Для синхронно измеренных во времени амплитуд E_z и H параметр $K(t, R)$ может принимать бесконечно большие значения в момент смены знака магнитной составляющей поля. Положение нулевых переходов в рамках рассматриваемой модели источника зависит от расстояния, параметров аппроксимации дипольного момента и пространственной ориентации источника. Сравнение измеренных значений $K(t, R)_{\max}$ на различных расстояниях с расчетными данными $K(t, R, m_0)_{\max}$ для $m_0 = 0; 2$ и 10 (рис. 2) показало, что они сопоставимы в интервале m_0 от 2 до 10. Линия тренда аппроксимируется степенной зависимостью с достоверностью 0,71 (см. рис. 2).

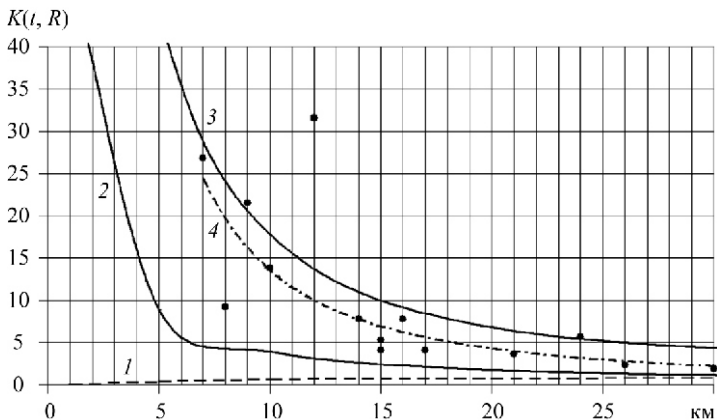


Рис. 2. Сравнение $K(t, R)_{\max}$ на различных расстояниях, измеренных ПСМГ и расчетных значений $K(t, R)$ при $m_0 = 0$ (1), $m_0 = 2$ (2), $m_0 = 10$ (3) и степенном законе: $K(t, R) = 597,81r^{-1,6433}$, $r^2 = 0,7094$ (4).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ардатов И. В., Снегуров В. С., 1991. Принципы построения автоматизированных систем метеорологического обеспечения авиации. — Л.: Гидрометеиздат, с. 288—313.
2. Кононов И. И., Петренко И. А., Снегуров В. С., 1986. Радиотехнические методы местоопределения грозовых очагов. — Л.: Гидрометеиздат. — 222 с.
3. Кононов И. И., Петренко И. А., 1992. Современное состояние пассивных методов местоопределения гроз. — М.: Радиотехника и электроника, т. 37, вып. 7, с. 1153—1165.
4. Снегуров А. В., Снегуров В. С., 2006. К методике исследования временных форм близких атмосфериков. — Труды НИЦ ДЗА (Филиал ГГО), вып. 7 (555), с. 149—157.
5. Снегуров А. В., 2006. Экспериментальные исследования погрешностей пеленгации грозовых очагов. — Автореф. дисс. ... канд. техн. наук. — СПб., изд. ГГО — 19 с.
6. Снегуров В. С., 1988. Фазовые методы измерения расстояния до грозовых разрядов в ближней зоне с суммарным и суммарно-разностным преобразованием. — В кн.: Атмосферное электричество. Труды III Всесоюзного симпозиума. — Л.: Гидрометеиздат, с. 162—164.
7. Снегуров В. С., 2005. Амплитудный электромагнитный метод определения дальности грозовых разрядов. — Труды НИЦ ДЗА (Филиал ГГО), вып. 6 (554), с. 150—155.
8. Снегуров В. С., Снегуров А. В., Щукин Г. Г., 2005. Результаты испытаний амплитудного электромагнитного грозодальномера. — Труды НИЦ ДЗА (Филиал ГГО), вып. 7 (554), с. 156—162.

К РАСЧЕТУ ВРЕМЕННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ

В. Н. Морозов

Главная геофизическая обсерватория

Рассмотрены задача о диссипации электрического тока и напряженности электрического поля в проводящей атмосфере в отсутствие генераторов электрического поля, а также задача об установлении стационарного электрического поля в атмосфере при временных изменениях потенциала ионосферы, определяемого грозowymi генераторами. Получены аналитические решения этих задач в одномерном приближении и для экспоненциального изменения электрической проводимости атмосферы. На основе этих результатов анализируются и интерпретируются экспериментальные данные по одновременному измерению полной плотности максвелловского электрического тока, полученные на территории Эстонии и США.

THE CALCULATION OF THE TIME VARIATIONS OF THE ELECTRIC FIELD OF THE ATMOSPHERE

V. N. Morozov

Main Geophysical Observatory

The problem of the dissipation of the electric field in the atmosphere with the exponential conductivity in the absence of the electrical generators and the problem of the establishment of the stationary electric field of the atmosphere under the time variations of the potential of the ionosphere defined by thundercloud generators are solved. The analytical solutions of this problems in 1D approximation are obtained. The experimental data obtained by the simultaneous measurements of Maxwellian current density (conduction current plus displacement current) at widely spaced stations in Estonia (Vilsandi) and in USA (Waldorf) are analyzed by this mathematical solutions.

1. Введение

Задача о релаксации электрического поля в атмосфере лежит в основе решения многих задач атмосферного электричества. Сюда, прежде всего, надо отнести задачу об установлении стационарного электрического состояния в атмосфере при включении грозových источников в некоторый момент времени (Морозов, 2005), задачу реакции проводящей атмосферы на грозových разряды (Illingworth, 1972). Интересна также задача об уменьшении напряженности электрического поля при выключении всех источников. Обычно предполагается, что уменьшение напряженности электрического поля происходит по экспоненциальному закону:

$$\vec{E}(x, y, z, t) = \vec{E}_0(x, y, z, t = 0) e^{-\frac{t}{\tau(x, y, z)}}, \quad (1)$$

где $\vec{E}_0(x, y, z, t = 0)$ — начальная напряженность электрического поля, τ — время электрической релаксации.

На самом деле, как указывается в монографии Альвена (1983), это не совсем так, поскольку с физической точки зрения релаксация определяется всей проводящей атмосферой, т. е. временной константой RC атмосферы, где R — сопротивление атмосферы, C — электрическая емкость. С математической точки зрения, как будет видно из дальнейшего изложения, использование преобразования Лапласа для решения временных, переходных, задач приводит к таким выражениям для образа потенциала и напряженности электрического поля, в которых наряду с полюсами содержатся особые точки — точки ветвления, которые при переходе к оригиналам приводят к интегральным выражениям вдоль разреза от особой точки до ∞ .

Выражение (1) следует из уравнения Максвелла:

$$\operatorname{rot} \vec{H} = \frac{4\pi}{c} \vec{E} + \frac{1}{c} \frac{\partial \vec{E}}{\partial t}, \quad (2)$$

если положить левую часть этого уравнения равной нулю (здесь σ — электрическая проводимость атмосферы).

В настоящей работе рассматриваются две задачи: задача о временных значениях электрического поля атмосферы в одномерном случае и

задача об установлении стационарного электрического поля атмосферы при включении источников электрического поля. Задачи рассматриваются в электростатистическом приближении. Получены аналитические решения обеих задач. Эти результаты используются для интерпретации экспериментальных данных, полученных при измерениях полного максвелловского тока, проводившихся одновременно на острове Вильсанди (Эстония) и в Вэлфорде (США) (Атмосферное электричество, 1991). Кроме того, метод, используемый в настоящей работе, дает возможность оценить изменения электрического тока атмосферы при изменении электрической проводимости, обусловленного выбросом аэрозольных частиц (Морозов, 2002), а также выбросом радиоактивных веществ, приводящих к увеличению электрической проводимости атмосферы. Результаты, полученные в этой работе, будут использованы при построении численной трехмерной модели осадкообразующего конвективного облака.

2. Задача о временных изменениях электрического поля в атмосфере в одномерном случае

Для рассмотрения этой задачи будем использовать уравнение (2). Применим к обеим частям уравнения операцию div и воспользуемся представлением $E = -\text{grad} \phi$, где ϕ — потенциал электрического поля. В результате получим уравнение

$$\frac{1}{4} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} - \Delta \phi = 0. \quad (3)$$

В одномерном случае в условиях горизонтальной однородности атмосферы вместо (3) имеем уравнение

$$\frac{1}{4} \frac{\partial^3 \phi}{\partial t \partial z^2} - \frac{\partial \phi}{\partial z} = 0, \quad (4)$$

где z — ось, направленная перпендикулярно земной поверхности.

Краевые условия для решения уравнения (4) представляются в следующем виде:

$$\phi(z=0, t) = 0, \quad \left. \frac{\partial \phi}{\partial z} \right|_{z=0} = f(t), \quad \left. \frac{\partial \phi}{\partial z} \right|_{z=0} = E_z(z=0, t). \quad (5)$$

Решение уравнения (4) при электрической проводимости $\sigma(z)$, не зависящей от времени, имеет следующее представление:

$$E_z(z, t) = 4 \int_0^z j_0(t) e^{-4(z-t)} dz + E_z(z, 0) e^{-4z}, \quad (6)$$

где $j_0(t)$ — плотность электрического тока.

Напряженность электрического поля $E_z(z, t)$ определяется выражением

$$E_z(z, t) = E_z(z, 0) + 4 \int_0^t j_0(t) e^{-4(z-t)} dt. \quad (7)$$

Полагая $z = 0$ в выражении (6), получаем следующее представление для потенциала ионосферы $\phi(t)$:

$$\phi(t) = 4 \int_0^t j_0(t) e^{-4(z-t)} dz + E_z(z, 0) j_0(t) e^{-4z} dz. \quad (8)$$

Полученные соотношения (6)—(8) позволяют по известной зависимости $j_0(t)$ от времени найти законы изменения $E_z(z, t)$ и $\phi(z, t)$ со временем. Для решения этой задачи применим к уравнениям (6)—(8) преобразование Лапласа (Диткин и др., 1974):

$$\hat{f}(p) = \int_0^\infty f(t) e^{-pt} dt, \quad f(t) = \frac{1}{2\pi i} \int_i^{\infty} \hat{f}(p) e^{pt} dp. \quad (9)$$

Тогда получим уравнения, определяющие образы преобразования Лапласа от соответствующих величин:

$$\hat{E}_z(z, p) = 4 \hat{j}_0(p) \frac{dz}{4(z) p} + \frac{E_z(z, 0)}{4(z) p} dz, \quad (10a)$$

$$\hat{E}_z(z, p) = 4 \hat{j}_0(p) [4(z) p]^{-1} + E_z(z, 0) [4(z) p]^{-1}, \quad (10б)$$

$$\hat{\phi}(p) = 4 \hat{j}_0(p) \frac{dz}{4(z) p} + \frac{E_z(z, 0)}{4(z) p} dz. \quad (10в)$$

Рассмотрим некоторые случаи представления электрической проводимости в атмосфере в зависимости от высоты. Так, если атмосфера имеет экспоненциальную электропроводность $\lambda(z) = \lambda_0 e^{\alpha z}$, то для $\hat{\phi}_\infty(p)$ получаем выражение

$$\hat{\phi}_\infty(p) = -\frac{4\pi}{\alpha p} \hat{j}_0(p) \ln(1 + p\tau_0) - \int_0^\infty \frac{E_z(z,0)}{4\pi\lambda_0 e^{\alpha z} + p} dz, \quad \tau_0 = \frac{1}{4\pi\lambda_0}. \quad (11)$$

В случае если электрическая проводимость λ представляется в виде нескольких экспонент (Атмосферное электричество, 1991):

$$\lambda(z) = \begin{cases} \lambda_0 e^{\alpha_1 z} & z \in (0, h_1), \\ \lambda_1 e^{\alpha_2 z} & z \in (h_1, h_2), \\ \lambda_2 e^{\alpha_3 z} & z \in (h_2, \infty), \end{cases} \quad (12)$$

для $\hat{\phi}_\infty(p)$ получим представление

$$\begin{aligned} \hat{\phi}_\infty(p) = & -4\pi \hat{j}_0(p) \left[\frac{1}{\alpha_1 p} \ln \frac{1 + \frac{p}{4\pi\lambda_0}}{1 + \frac{p}{4\pi\lambda_0 e^{\alpha_1 h_1}}} + \frac{1}{\alpha_2 p} \ln \frac{1 + \frac{p}{4\pi\lambda_1 e^{\alpha_2 h_1}}}{1 + \frac{p}{4\pi\lambda_1 e^{\alpha_2 h_2}}} + \right. \\ & \left. \frac{1}{\alpha_3 p} \ln \left(1 + \frac{p}{4\pi\lambda_2 e^{\alpha_3 h_2}} \right) \right] - \int_0^{h_1} \frac{E_z(z,0)}{p + 4\pi\lambda_0 e^{\alpha_1 z}} dz - \\ & - \int_0^{h_2} \frac{E_z(z,0)}{p + 4\pi\lambda_1 e^{\alpha_2 z}} dz - \int_{h_2}^\infty \frac{E_z(z,0)}{p + 4\pi\lambda_2 e^{\alpha_3 z}} dz. \quad (13) \end{aligned}$$

Рассмотрим выражение (11) для $\hat{\phi}(p)$. Из него вытекает следующее выражение для образа плотности электрического тока $\hat{j}_0(p)$:

$$\hat{j}_0(p) = -\frac{\alpha p \hat{\phi}_\infty(p)}{4\pi \ln(1 + p\tau_0)} - \frac{\alpha p}{4\pi \ln(1 + p\tau_0)} \int_0^\infty \frac{E_z(z,0)}{p + 4\pi\lambda_0 e^{\alpha z}} dz. \quad (14)$$

Используя выражение (10б), получим для образа напряженности электрического поля:

$$\hat{E}_z(z, p) = \frac{E_z(z, 0)}{p^4(z)} \frac{\hat{p}(p)}{(p^4(z) \ln(1 - p_0))} \frac{p}{(p^4(z) \ln(1 - p_0))} \frac{E_z(z, 0)}{p^4(z)} dz. \quad (15)$$

Пусть (t) представляется в виде:

$$(t) = {}^0(t), \quad (16)$$

где (t) — функция Хевисайда.

В этом случае имеем $\hat{p}(p) = \frac{0}{p}$: Тогда, переходя в (14) и (15) от образов преобразования Лапласа к оригиналам и используя свойства преобразования Лапласа (Диткин и др., 1974) и результаты, приведенные в приложении 1, получим для плотности электрического тока и напряженности электрического поля следующие выражения:

$$j_0(t) = {}^0 e^{\frac{t}{0}} \int_0^t E_z(z, 0) dz$$

$$a \int_0^t E_z(z, 0) e^{-z} \sim_1 \frac{(t)}{0} dz, \quad (17)$$

$$E_z(z, t) = E_z(z, 0) e^{-z} \sim_1 \frac{t}{0}$$

$$E_z(z, 0) e^{-z} \sim_1 \frac{(t)}{0} dz$$

$$\frac{(z)}{0} E_z(z, 0) e^{-z} \sim_1 \frac{(t)}{0} e^{-z} \sim_1 \frac{(z)}{0} dz, \quad (18)$$

$$j_0(t) = j_0(z,0) e^{-\frac{t}{\tau(z)}}, \quad \tau(z) = \frac{t}{v(z)} \quad (4)$$

При $\tau \rightarrow 0$ из формул (17) и (18) получим выражения, описывающие процесс исчезновения плотности тока и напряженности электрического поля при выключении источников. Из (17) видно, что процесс уменьшения $E_z(z, t)$ в атмосфере не определяется простой экспонентой, а имеет более сложный характер, и время исчезновения этого поля t больше времени электрической релаксации на данной высоте $\tau(z)$. При $\tau \rightarrow 0$ из выражения (18) имеем:

$$E_z(z, t) = E_z(z,0) e^{-\frac{t}{\tau(z)}} = E_z(z,0) e^{-\frac{t}{\tau(z)}} \sim \int_0^a E_z(z,0) e^{-\frac{t}{\tau(z)}} dz \quad (19)$$

Используя представления для функций $\tau(z) = \frac{t}{v(z)}$ и $v(z) = \frac{t}{\tau(z)}$, приведенные в приложении 1, получим следующее представление для плотности тока:

$$j_0(t) = \int_0^a E_z(z,0) dz e^{-\frac{t}{\tau(z)}} = \int_0^a E_z(z,0) dz e^{-\frac{t}{\tau(z)}} \quad (20)$$

Из выражения (20) следует, что при $t \rightarrow \infty$ плотность электрического тока стремится к нулю, причем характерным временем является

наибольшее — время электрической релаксации вблизи земной поверхности t_0 .

3. Задача об установлении стационарного электрического состояния атмосферы при включении источников электрического поля

Используя решения (17) и (18), можно рассмотреть задачу об установлении стационарного электрического состояния атмосферы при включении в момент $t = 0$ потенциала ионосферы $\phi_0(t)$. В этом случае, полагая $E_z(z, 0) = 0$, получаем из (17) выражение для $\hat{j}_0(p)$:

$$\hat{j}_0(p) = \frac{0}{4 \ln(1 - p_0)}. \quad (21)$$

На основе результатов, приведенных в приложении 1, находим для плотности электрического тока $j_0(t)$:

$$j_0(t) = 0 \cdot 0 \cdot e^{-\frac{t}{0}} \cdot \frac{t}{0} \cdot \frac{1}{0} \frac{d}{()} \cdot 0 \cdot 0 \cdot e^{-\frac{t}{0}} \cdot 1 \cdot \frac{t}{0}. \quad (22)$$

Используя выражение (П.5) из приложения 1, можно представление для тока записать в следующем виде:

$$j_0(t) = 0 \cdot 0 \cdot 1 \cdot e^{-\frac{t}{0}} \cdot \frac{e^{-\frac{t}{0}}}{\ln^2 z} \frac{dz}{2}. \quad (23)$$

При $t = (t - 0)$, имеем $j_0(t) = 0 \cdot 0$, в то же время в начальный момент ($t = 0$) $j_0(t)$ обращается в бесконечность. По всей видимости, это связано с представлением потенциала ионосферы $\phi_0(t)$ в виде (16). Для того чтобы исключить эту возможность, рассмотрим случай, когда $\phi_0(t)$ изменяется в соответствии с выражением

$$\phi_0(t) = 0 \cdot 1 \cdot e^{-\frac{t}{0}}. \quad (24)$$

Тогда для $\hat{}(p)$ получим представление

$$\hat{}(p) = \frac{0}{p(1-p)}. \quad (25)$$

Подставив это выражение в (14), получим для $\hat{j}_0(p)$ при $E_z(z,0) = 0$ и $j_0 = 0$:

$$j_0(t) = \int_0^t e^{-\frac{t}{\tau_0} z} \frac{t}{0} \int_0^1 e^{-\frac{t}{\tau_0} z} \frac{t}{0} dz \cdot \quad (26)$$

В полученном выражении при $t = 0$ и $j_0(0) = 0$ особенностей не возникает. Зависимости $j(t)$ и $j_0(t)$ от времени приведены на рис. 1.

Если $j_0 = 0$, то необходимо рассмотреть два случая: $j_0 = 0$ и $j_0 = 0$. Прежде всего отметим, что, используя теорему о свертке преобразований Лапласа (Диткин, 1974), можно получить следующее:

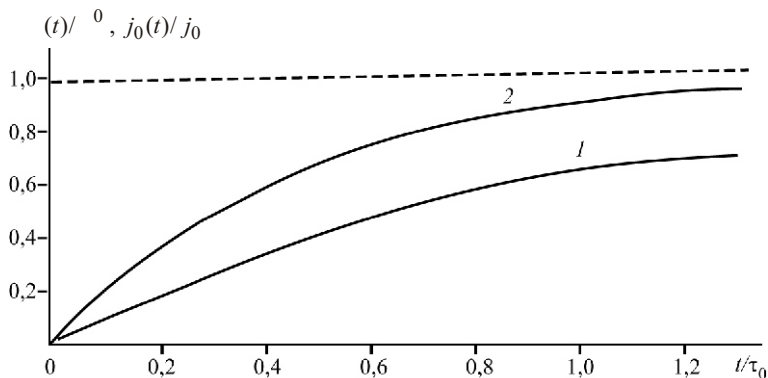


Рис. 1. Зависимости $j(t)/j_0$ (1) и $j_0(t)/j_0$, $j_0 = 0$ (2) от времени, полученные с помощью формул (24) и (26).

$$\frac{1}{(1-p)\ln(1-p)} = \frac{1}{e} e^{\frac{1}{0}} \frac{t}{0} e^{-\frac{t}{0}} \frac{1}{0} \frac{1}{0} \sim \frac{1}{0} \frac{1}{0} \sim \frac{1}{0} d\tilde{z} = J. \quad (27)$$

Используя представление для $\frac{1}{0}$, приведенное в приложении 1, и производя соответствующие преобразования, получим, что интеграл J можно представить в следующем виде :

$$J = \frac{1}{0} \frac{1}{0} e^{-\frac{t}{0}} \frac{e^{\frac{t}{0}z}}{(\ln^2 z - 2)(az - b)} dz = \frac{1}{0} \frac{1}{0} e^{-\frac{t}{0}} \frac{dz}{z(\ln^2 z - 2)(az - b)}, \quad (28)$$

где

$$a = \frac{1}{0}, \quad b = \frac{1}{0}.$$

Запишем последний интеграл в правой части (28) в виде двух интегралов:

$$\frac{dz}{z(\ln^2 z - 2)(az - b)} = \frac{1}{b} \frac{dz}{z(\ln^2 z - 2)} - \frac{1}{b} \frac{dz}{(z - \frac{b}{a})(\ln^2 z - 2)}. \quad (29)$$

Первый интеграл в (29) вычисляется элементарно: его значение равно единице. Второй интеграл вычисляется с помощью теории вычетов (Смирнов, 1969), и его значение при $\frac{b}{a} = 0$ равно:

$$\frac{dz}{(z - \frac{b}{a})(\ln^2 z - 2)} = \frac{1}{1 - \frac{b}{a}} \frac{1}{\ln \frac{b}{a}}. \quad (30)$$

Условие $\frac{b}{a} = 0$ соответствует условию $\frac{b}{a} = 0$. Окончательное представление для оригинала преобразования Лапласа от выражения $[(1 - p) \ln(1 - p_0)]^{-1}$ при $\frac{b}{a} = 0$ имеет вид:

$$\frac{1}{(1 - p) \ln(1 - p_0)} = \frac{1}{0} \frac{e^{-\frac{t}{0}}}{\ln 1 - 0}$$

$$\frac{1}{0} e^{-\frac{t}{0}} \frac{e^{-\frac{t-z}{0}}}{0 (\ln^2 z - 2)(az - b)} dz. \quad (31)$$

При $\frac{b}{a} = 0$, т. е. при $\frac{b}{a} = 0$ необходимо использовать первоначальное представление для оригинала (27), так как в этом случае интегралы в (29) и (31) расходятся логарифмически при $z = \frac{b}{a}$.

При $E_z(z, t) = 0$ для потенциала электрического поля (z, t) и напряженности электрического поля $E_z(z, t)$, используя полученное выше выражение для $j_0(t)$ (22), находим:

$$(z, t) = \int_0^t \frac{1}{1} (t - x) E_1 \frac{x}{(z)} dx,$$

$$E_z(z, t) = \int_0^t e^{-z(t-x)} \frac{e^{-\frac{x}{z}}}{(z)} \frac{1}{1} (t - x) dx, \quad (32)$$

где

$$\varphi(z, t) = [4 - \varphi(z)]^{-1} e^{-\frac{t}{\tau_0}} \left(1 - \frac{t}{\tau_0} \right) E_1 \left(\frac{t}{\tau_0} \right) e^{-\frac{t}{\tau_0} \frac{z}{u}} \frac{du}{u}.$$

Используя выражение (32) получим следующие асимптотические выражения для $\varphi(z, t)$, $E_z(z, t)$ при $\frac{t}{\tau_0} \gg 1$:

$$\varphi(z, t) \approx \left(1 - \frac{t}{\tau_0} \right) e^{-\frac{t}{\tau_0} \frac{z}{u}} \frac{1}{u^2} \int_0^u e^{-\frac{t}{\tau_0} \frac{u'}{u}} du, \quad (33)$$

$$E_z(z, t) \approx \left(1 - \frac{t}{\tau_0} \right) e^{-\frac{t}{\tau_0} \frac{z}{u}}.$$

В случае представления $\varphi(z)$ в виде нескольких экспонент (12) установление стационарного токового режима в атмосфере определяется функцией $\varphi(t)$ вычисления которой приведены в приложении 2. Первый член в этом интеграле соответствует стационарному состоянию, последующие интегральные члены уменьшаются по экспоненте с характерными временами τ_0 , $\tau_1 e^{-a_2 h_1}$, $\tau_2 e^{-a_3 h_2}$.

Представим потенциал ионосферы $\varphi(t)$ в следующем виде:

$$\varphi(t) = \varphi_0 + \int_0^t \sin \omega t' dt', \quad (34)$$

где φ_0 — постоянная, стационарная часть потенциала ионосферы. Тогда наличие второго слагаемого в этом выражении приводит к появлению гармонических колебаний плотности электрического тока. В этом случае установившееся решение интегрального уравнения

$$\int_0^t \sin \omega t' dt' = \int_0^t j_0(t') e^{-\frac{t-t'}{\tau_0}} dz dt' \quad (35)$$

будем искать в следующем виде:

$$j_0(t) = A \sin \omega t + B \cos \omega t, \quad (36)$$

где A и B — постоянные.

Подставив (36) в (35), получим соотношения, определяющие A и B . Из этих соотношений находим следующие выражения для A и B :

$$\begin{aligned}
 A &= \frac{1}{2} \frac{\arctg(\omega_0)}{\frac{1}{4} \ln^2(1 - \omega_0^2) - \frac{1}{2} \arctg(\omega_0)}, \\
 B &= \frac{1}{2} \frac{\ln(\omega_0)}{\frac{1}{4} \ln^2(1 - \omega_0^2) - \frac{1}{2} \arctg(\omega_0)}.
 \end{aligned}
 \tag{37}$$

В соответствии с выражением (37) при $\omega_0 = 0$ имеем $B = 0$, $A = 1$, т. е. колебания плотности электрического тока и потенциала электрического поля происходят синфазно. В общем случае имеет место сдвиг фаз между колебаниями плотности тока в атмосфере и потенциала ионосферы. Выражение для плотности тока можно записать следующим образом:

$$\begin{aligned}
 j_0(t) &= \sqrt{A^2 + B^2} \sin(\omega_0 t + \varphi), \\
 \cos \varphi &= \frac{A}{\sqrt{A^2 + B^2}}, \quad \sin \varphi = \frac{B}{\sqrt{A^2 + B^2}}, \quad \operatorname{tg} \varphi = \frac{B}{A}.
 \end{aligned}
 \tag{38}$$

При $\omega_0 = 1$ имеем $\frac{1}{2}$.

При глобальных вариациях потенциала ионосферы $\varphi(t)$ с частотами колебания плотности электрического поля в разных точках земной поверхности могут иметь сдвиг фаз вследствие различия значений электрической проводимости в разных районах земного шара. Возможно, именно это обстоятельство определяет сдвиг фаз в колебаниях плотности полного максвелловского тока, который измерялся одновременно в совместном глобальном эксперименте с помощью антенных датчиков на острове Вильсанди (Эстония) и в Вэлфорде (США) (Атмосферное электричество, 1991). Характерный период этих колебаний равен 60 с. Эта величина значительно меньше времени электрической релаксации, которая вблизи земной поверхности составляет при-

мерно 600 с. Поэтому $\sigma_0 \approx 60$, и величина плотности электрического тока, которая определяется электрическим током смещения, может составлять $(3 \dots 4) \cdot 10^{12} \text{ А/м}^2$ при возмущениях потенциала ионосферы $\sim 10 \text{ кВ}$.

Остается неясным вопрос о причинах этих глобальных вариаций. Возможно, источниками этих вариаций являются сами грозовые генераторы, которые определяют квазистационарное электрическое поле атмосферы, а возможно, здесь играют определенную роль вариации электрических полей ионосферного и магнитосферного происхождения.

Таким образом, рассмотренные в настоящей работе методы дают возможность исследовать реакцию атмосферы на действие различных генераторов электрического поля в атмосфере. С их использованием можно также решать задачи релаксации атмосферы при изменении ее электрической проводимости, обусловленном выбросом в атмосферу аэрозольных частиц (Морозов, 2002), а также выбросом радиоактивных веществ, приводящих к увеличению проводимости.

4. Заключение

В настоящей работе в электростатистическом приближении для атмосферы с экспоненциальной электрической проводимостью получены аналитические решения задачи о временных изменениях электрического поля атмосферы и задачи об установлении стационарного электрического поля атмосферы при включении источников электрического поля. Эти результаты могут быть использованы для оценки характерного времени установления стационарного электрического поля при включении источников электрического поля, а также дают возможность определять характерное время диссипации электрического поля в отсутствие источников.

Полученные результаты могут быть также использованы при рассмотрении задачи о гармонических вариациях плотности полного максвелловского электрического тока атмосферы и гармонических вариациях потенциала ионосферы.

Так, в эксперименте, который проводился одновременно на острове Вильсанди (Эстония) и в Вэлфорде (США), измерялась плотность

полного максвелловского тока. Показано, что вариации этого тока с характерным периодом 60 с и амплитудой $(3 \dots 4) \cdot 10^{12} \text{ A/m}^2$ могут создаваться вариациями потенциала ионосферы с амплитудой 10 кВ. (Характерное значение стационарного электрического тока в атмосфере в областях, где грозовые генераторы отсутствуют, составляет $2 \cdot 10^{12} \text{ A/m}^2$).

Полученные в настоящей работе результаты будут использованы при выполнении темы, посвященной разработке численной трехмерной модели конвективного осадкообразующего облака, в которой предполагаются разработка и включение в модель блока электризации, учитывающего электрические заряды и поля, возникающие в процессе развития и эволюции конвективного облака.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альвен Х., 1983. Космическая плазма. — М.: Мир — 216 с.
2. Атмосферное электричество. — В кн.: Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели), 1991. — Л.: Гидрометеиздат, с. 395—408.
3. Диткин В. А., Прудников А. П., 1974. Интегральные преобразования и операционное исчисление. — М.: Наука. — 542 с.
4. Морозов В. Н., 2002. Об установлении стационарного электрического поля в атмосфере, содержащей слой аэрозольных частиц. — Труды НИЦ ДЗА (филиала ГГО), вып. 4 (552), с. 33—43.
5. Морозов В. Н., 2005. Модель нестационарного электрического поля в нижней атмосфере. — Геомагнетизм и аэронавигация, т. 45, № 2, с. 268—278.
6. Смирнов В. И., 1969. Курс высшей математики. — М.: Наука, т.3. — 672 с.
7. Illingworth A. J., 1972. Electrical field recovery after lightning as the response of the conducting atmosphere to field change. — *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, v. 98, No. 417, p. 604—616.

Приложение 1

В рассмотренных в настоящей работе задачах возникают интегралы в комплексной области:

$$\frac{1}{2i} \frac{e^{at}}{a-i} \frac{dp}{\ln(1-p)}, \quad \frac{1}{2i} \frac{e^{at}}{a-i} e^{pt} \frac{dp}{(1-p)\ln(1-p)}, \quad (\text{П.1.1})$$

Замена переменных: $s = 1-p$ — преобразует эти интегралы к следующему:

$$\frac{1}{2i} \frac{e^{-\frac{t}{a_1 i}}}{a_1 i} e^{\frac{s t}{a_1 i}} \frac{ds}{\ln s}, \quad \frac{1}{2i} \frac{e^{-\frac{t}{a_1 i}}}{a_1 i} e^{\frac{s t}{a_1 i}} \frac{ds}{s \ln s}, \quad (\text{П.1.2})$$

Рассмотрим первый интеграл в (П.1.2). Подынтегральное выражение имеет особенности при $s = 0$ и $s = 1$. Точка $s = 0$ является точкой ветвления, в которой $\ln s$ неоднозначен. Поэтому проведен разрез от 0 до ∞ , и пусть контур интегрирования охватывает все особенности, лежащие слева. Для вычисления интеграла вдоль разреза на верхнем берегу ($s = z = i0$) воспользуемся соотношением

$$\ln s = \ln|s| + i\pi, \quad (\text{П.1.3})$$

а на нижнем берегу — соотношением

$$\ln s = \ln|s| - i\pi. \quad (\text{П.1.4})$$

Поэтому интеграл по контуру, охватывающему разрез, равен

$$\begin{aligned} & \frac{1}{2i} \int_0^{\infty} \frac{e^{-\frac{z t}{a_1 i}}}{\ln|z| + i\pi} dz - \frac{1}{2i} \int_{\infty}^0 \frac{e^{-\frac{z t}{a_1 i}}}{\ln|z| - i\pi} dz \\ & \frac{1}{2i} \int_0^{\infty} \frac{e^{-\frac{z t}{a_1 i}}}{\ln|z| + i\pi} dz - \frac{1}{2i} \int_0^{\infty} \frac{e^{-\frac{z t}{a_1 i}}}{\ln z + i\pi} dz - \frac{e^{-\frac{z t}{a_1 i}}}{\ln^2 z} dz. \end{aligned} \quad (\text{П.1.5})$$

Вычет подынтегрального выражения при $s = 1$ равен $e^{-\frac{t}{a_1 i}}$. Поэтому первый интеграл в (П.1.2) имеет следующий вид:

$$\frac{1}{2} \frac{a_1 i}{i a_1 i} e^{\frac{s-t}{i}} \frac{ds}{\ln s} e^{\frac{t}{i}} \frac{e^{\frac{z-t}{i}}}{\ln^2 |z|^2} dz. \quad (\text{П.1.6})$$

Произведя аналогичные вычисления для второго интеграла в (П.1.2), получим:

$$\frac{1}{2} \frac{a_1 i}{i a_1 i} e^{\frac{s-t}{i}} \frac{ds}{s \ln s} e^{\frac{t}{i}} \frac{e^{\frac{z-t}{i}}}{z (\ln^2 z)^2} dz. \quad (\text{П.1.7})$$

С другой стороны, оригиналом преобразования Лапласа $(s \ln s)^{-1}$ является функция (Диткин, 1974)

$$(x) \int_0^{\infty} \frac{x^t}{(t-1)} dt = \int_1^{\infty} \frac{x^{-1}}{(\)} d. \quad (\text{П.1.8})$$

В то же время оригиналом $(\ln s)^{-1}$ является функция

$${}_1(x) \int_0^{\infty} \frac{x^{-1}}{(\)} d. \quad (\text{П.1.9})$$

Асимптотическое значение функции (П.1.8) при $t \rightarrow \infty$ равно e^{-t} . В то же время при $t \rightarrow 0$ интеграл, стоящий в правой части, расходится. Однако для функции, определяемой выражением (П.1.7), значение при $t \rightarrow 0$ равно нулю.

Приложение 2

В случае если электрическая проводимость представляется в виде нескольких экспонент (12), возникает задача обращения интеграла

$$a i \frac{\frac{1}{2} i e^{p l} d p}{\frac{1}{1} [\ln(1 p_0) \ln(1 p_0 e^{i h_1})] - \frac{1}{2} [\ln(1 p_1 e^{2 h_2}) \ln(1 p_1 e^{2 h_2})] - \frac{1}{3} \ln(1 p_2 e^{3 h_2})} \quad (\text{П.2.1})$$

252

Выражение, стоящее в знаменателе интеграла, имеет полюс при $p = 0$ и точки ветвления при $p = \frac{1}{0} e^{i h_1}$, $\frac{1}{1} e^{2 h_2}$, $\frac{1}{2} e^{3 h_2}$. Проведем разрез вдоль отрицательной оси Ox комплексной плоскости от $\frac{1}{0}$ точки до $\frac{1}{0}$ точки.

соотношения:

$$\ln(1 p_0) \ln|1 x_0| i, x = \frac{1}{0}, \quad \ln(1 p_0 e^{i h_1}) \ln|1 x_0 e^{i h_1}| i, x = \frac{1}{0} e^{i h_1},$$

$$\ln(1 - p_1 e^{-2h_1}) - \ln|1 - x_1 e^{-2h_1}| - i, \quad x = \frac{1 - e^{-2h_1}}{1}, \quad (\text{П.2.2})$$

$$\ln(1 - p_1 e^{-2h_2}) - \ln|1 - x_1 e^{-2h_2}| - i, \quad x = \frac{1 - e^{-2h_2}}{1},$$

$$\ln(1 - p_2 e^{-3h_1}) - \ln|1 - x_2 e^{-3h_2}| - i, \quad x = \frac{1 - e^{-3h_2}}{2}.$$

Вычет подынтегральной функции в точке $p = 0$ равен:

$$\lim_{p \rightarrow 0} \frac{pe^{pt}}{1 - \ln \frac{1 - p_0}{1 - p_0 e^{-h_1}} - \frac{1 - \ln \frac{1 - p_1 e^{-2h_1}}{1 - p_1 e^{-2h_2}}}{2} - \frac{1 - \ln(1 - p_2 e^{-3h_2})}{3}}{1 - \frac{1}{0}(1 - e^{-h_1}) - \frac{1}{2}(1 - e^{-2h_1} - e^{-2h_2}) - \frac{1}{3} e^{-3h_2}}. \quad (\text{П.2.3})$$

Используя теорему об обращении преобразования Лапласа (Диткин, Прудников, 1974), получаем:

$$\frac{1}{2} \frac{a^{-i}}{i} = \frac{e^{pt}}{1 - \ln \frac{1 - p_0}{1 - p_0 e^{-h_1}} - \frac{1 - \ln \frac{1 - p_1 e^{-2h_1}}{1 - p_1 e^{-2h_2}}}{2} - \frac{1 - \ln(1 - p_2 e^{-3h_2})}{3}}{dp}$$

$$\frac{1}{1} \frac{1}{0} (1 e^{1/h_1}) \frac{1}{2} (e^{2/h_1} e^{2/h_2}) \frac{1}{3} 2 e^{3/h_2}$$

$$\frac{1}{0} e^{1/h_1}$$

$$\frac{1}{1} \frac{1}{0} \ln^2 \frac{x_0}{1} \frac{1}{x_0 e^{1/h_1}} \frac{1}{1} \frac{1}{x_1 e^{2/h_1}} \frac{1}{1} \frac{1}{x_1 e^{2/h_2}} \frac{1}{2} (1 x_2 e^{3/h_2}) \frac{1}{3} \frac{1}{2} \frac{1}{1}$$

$$\frac{1}{1} e^{2/h_2}$$

$$\frac{1}{1} \frac{1}{0} \ln^2 \frac{x_0}{1} \frac{1}{x_0 e^{1/h_1}} \frac{1}{1} \frac{1}{x_1 e^{2/h_1}} \frac{1}{1} \frac{1}{x_1 e^{2/h_2}} \frac{1}{2} (1 x_2 e^{3/h_2}) \frac{1}{3} \frac{1}{2} \frac{1}{2}$$

$$e^{xt} \quad (t) \quad (\text{II.2.4})$$

$$\frac{1}{2} \frac{1}{0} \ln^2 \frac{x_0}{1} \frac{1}{x_0 e^{1/h_1}} \frac{1}{1} \frac{1}{x_1 e^{2/h_1}} \frac{1}{1} \frac{1}{x_1 e^{2/h_2}} \frac{1}{2} (x_2 e^{3/h_2}) \frac{1}{3} \frac{1}{2} \frac{1}{3}$$

**О РАСЧЕТЕ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОЙ СТОИМОСТИ
СОДЕРЖАНИЯ ФУНКЦИОНИРУЮЩИХ
НАБЛЮДАТЕЛЬНЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ
РОСГИДРОМЕТА**

В. И. Кондратюк, О. А. Мясникова

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

Представлена методика расчета дифференцированной стоимости реально функционирующих наблюдательных подразделений в зависимости от числа видов (пунктов) наблюдений, работ (числа видов наблюдений), общего объема наблюдений, объема наблюдений каждого вида, а также от местоположения наблюдательного подразделения. Методика включает в себя определение транспортных коэффициентов каждого наблюдательного подразделения с использованием двух подходов: централизованного и децентрализованного, по одиночному и групповому маршрутам.

Дифференцированная стоимость содержания наблюдательных подразделений в максимальной степени учитывает реальные условия функционирования конкретных наблюдательных подразделений и может служить показателем для определения объемов бюджетного финансирования наземной сети.

**ABOUT ACCOUNT DIFFERENTIAL OF COST OF COST
THE CONTENTS FUNCTIONING OBSERVANT DIVISIONS
OF FEDERAL SERVICE ON HIDROMETEOROLOGY
AND MONITORING OF AN ENVIVOMENT**

V. I. Kondratuk, O.A. Myasnikova

Main Geophysical Observatory

The calculation of technique of differential cost of functioning observant divisions is submitted. This quantity is consired in dependence on quantity (amount) of kinds (items) of supervision, volume of supervision and jobs (quantity of kinds of supervision), volume of observation of each kind

and site of observant division. She includes definition of transport factors of each observing division by two approaches on single and group routes.

Differential cost of the contents of observant divisions in the maximal degree takes into account real conditions of functioning of observing divisions. Can serve a parameter for definition of volumes of budget financing of a ground observing network of Federal Service on Hydrometeorology and Monitoring of an Environment.

Введение

Стоимость содержания среднестатистического пункта наблюдений является одним из важнейших показателей функционирования наземной гидрометеорологической сети. Достаточно напомнить, что треть финансовых средств системы Росгидромета приходится на гидрометеорологическую сеть. Принятие управленческих решений по функционированию наземных пунктов наблюдений без знания затрат на содержание сети в современных условиях попросту немислимо. Однако грамотное управленческое решение может быть принято при знании реальных затрат на содержание конкретных пунктов наблюдений. В Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова разработаны программные средства, позволяющие автоматизировать этот процесс. В связи с этим особый интерес представляет метод расчета дифференцированной стоимости содержания наблюдательных подразделений.

Расчет стоимости содержания наблюдательных подразделений

Наблюдательное подразделение как организационная структурная, единица государственной наблюдательной сети, может содержать один пункт наблюдений (вести наблюдения одного вида), или несколько пунктов (вести наблюдения нескольких видов) т. е. может быть как целевым, так и многоцелевым. Учитывая, что многие виды гидрометеорологической информации нуждаются в метеорологической информации, пункты наблюдений различных видов, как правило, совмещены с пунктами метеорологических наблюдений. По этой причине на государственной наблюдательной сети преобладают многоцелевые наблюдательные подразделения.

Максимальное число программ наблюдений различных видов в одном наблюдательном подразделении может достигать 12, однако обычно их меньше. Преобладают многоцелевые наблюдательные подразделения с 3—5 видами (пунктами) наблюдений. Доля целевых наблюдательных подразделений на наземной сети Росгидромета не превышает в среднем 20 %.

Стоимость содержания наблюдательных подразделений — есть сумма стоимостей программ (содержания среднестатистических пунктов различных видов) наблюдений конкретного наблюдательного подразделения:

$$P^{\text{пп}} = \sum_{j=1}^n C_j^{\text{пп}}, \quad (1)$$

где $C_j^{\text{пп}}$ — стоимость содержания пункта наблюдений j -го вида (стоимость программы j -го вида в пункте наблюдений), j — вид наблюдений (программы), n — число видов (программ) наблюдений в наблюдательном подразделении.

В принципе стоимость содержания различных наблюдательных подразделений с одной и той же программой наблюдений должна быть одинаковой, в действительности же это скорее исключение, чем правило. Стоимость содержания реально функционирующих наблюдательных подразделений зависит от нескольких факторов. Прежде всего, она зависит от числа видов (пунктов) наблюдений — многоцелевые наблюдательные подразделения обходятся, естественно, дороже, чем целевые (эффект удешевления продукции в комплексных производствах здесь не рассматривается). Стоимость содержания наблюдательных подразделений зависит также от условий их жизнеобеспечения, от технической оснащенности пунктов наблюдений, от удаленности от центра УГМС, ЦГМС, от стажа работы специалистов наблюдательных подразделений и пр.

Признавая влияние указанных и ряда других факторов на стоимость содержания наблюдательных подразделений, целесообразно более подробно остановиться на трех из них: объем наблюдений и работ (число видов наблюдений), объем наблюдений каждого вида и местоположение наблюдательного подразделения.

Стоимость содержания многоцелевых наблюдательных подразделений, определяемая объемом наблюдений, зависит как от числа видов

наблюдений, так и от их номенклатуры. Понятно, что стоимость содержания двух наблюдательных подразделений с одинаковым числом, но с разным набором программ наблюдений, стоимость которых различается, не будет одинаковой. Как правило, программы наблюдений одного вида в разных наблюдательных подразделениях различаются по своему объему.

В соответствии с Наставлением (1987) все виды наблюдений дифференцируются кодовыми формами (различным набором наблюдаемых гидрометеорологических величин и их характеристик). Например, программа метеорологических наблюдений включает 37 кодовых форм (сочетаний наблюдаемых величин), агрометеорологических — 14, гидрологических — 17, морских гидрометеорологических — 3 кодовые формы и т. д. Кроме того, программы наблюдений метеорологической, авиаметеорологической, гидрологической речной и гидрометеорологической сетей делятся на разряды. Как следует из сказанного, объемы наблюдений различаются, а следовательно, и стоимость содержания реально функционирующих наблюдательных подразделений системы Росгидромета далеко не всегда равна сумме стоимостей содержания среднестатистических пунктов наблюдений.

Дифференцированная стоимость содержания наблюдательных подразделений

Дифференциацию программ наблюдений можно учесть „расщеплением” стоимости содержания среднестатистического пункта наблюдений j -го вида на отдельные параметры.

В этом случае формула для расчета стоимости 1-го осредненного параметра в пункте наблюдений вне зависимости от наличия или отсутствия наблюдений за тем или иным параметром будет иметь вид

$$S_{ji} = \frac{P_j^{\text{нп}}}{z \prod_{i=1}^w t_{ji} T_{ji} k_{ji}^1 k_{ji}^2}, \quad (2)$$

где $P_j^{\text{нп}}$ — стоимость содержания среднестатистического пункта наблюдений, z — коэффициент приведения периодичности наблюдений к году; w — число характеристик j -го вида наблюденной информации;

k_{ji} — нормативная трудоемкость наблюдений за i -й характеристикой j -го вида информации; T_{ji} — периодичность наблюдений i -й характеристики j -го вида информации; k_{ji}^1 — поправочный коэффициент на число пунктов наблюдений по i -й характеристике j -го вида информации; k_{ji}^2 — поправочный коэффициент на сезонность наблюдений или природную повторяемость i -й характеристики j -го вида информации.

Величина коэффициента приведения периодичности наблюдений к году зависит от реальной периодичности наблюдений: при ежедневных наблюдениях (вне зависимости от числа сроков в сутки) $z = 365$, при ежемесячных (вне зависимости от числа наблюдений в месяц) $z = 12$, а при эпизодических наблюдениях в течение года $z = 1$.

Нормативная трудоемкость наблюдений определяется либо по имеющимся в системе Росгидромета отраслевым нормам на производство гидрометеорологических наблюдений и работ, либо экспертным путем на основе опыта специалистов.

Периодичность наблюдений всех видов, как правило, регламентируется руководящими документами Росгидромета (наставления, руководства, инструкции и т. д.). Диапазон изменения числа сроков довольно широк: от 48 и более в сутки до 1—2 наблюдений в год. Неравномерность в числе сроков наблюдений за год и учитывается введением коэффициента z .

Число наблюдаемых величин (характеристик) разных видов также колеблется в довольно широком диапазоне: от 47 в метеорологических наблюдениях до нескольких характеристик в наблюдениях за химизмом осадков и снежного покрова. Следует подчеркнуть, что объемы наблюдений отдельных видов, особенно наблюдений за загрязнением окружающей природной среды, в последние годы неуклонно увеличиваются.

Поправочный коэффициент k_{ji}^1 на число пунктов наблюдений по i -й характеристике определяют, исходя из фактической программы наблюдений наблюдательного подразделения и общего числа пунктов наблюдений j -го вида. Если та или иная характеристика наблюдается во всех пунктах наблюдений, коэффициент принимается равным единице. При отсутствии наблюдений в каких-то пунктах коэффициент будет, естественно, меньше единицы (определяется делением числа

пунктов наблюдений за i -й характеристикой j -го вида на общее число пунктов наблюдений j -го вида).

Поправочный коэффициент k_{ji}^2 на сезонность или природную повторяемость устанавливается специалистами по имеющимся в УГМС справочным пособиям или по опыту. Например, для снежного покрова этот коэффициент находится путем деления периода (в месяцах) со снежным покровом на 12, а для грозы — из справочников как среднее годовое число дней с грозой, деленное на 365. Следовательно, для величин и характеристик, имеющих четко выраженную сезонность (лед, снежный покров, вегетация растений и т. д.), указанный коэффициент определяется как отношение продолжительности наличия конкретной характеристики в месяцах или днях на годовое число месяцев или дней. Для величин и характеристик, которые наблюдаются не ежедневно, но возможны в любое время года, используется их природная повторяемость.

По известным стоимости каждого параметра и перечня их в каждой кодовой форме несложно рассчитать стоимость кодовых форм по всем видам наблюдений. В разных УГМС стоимость одной и той же кодовой формы будет различной, поскольку различны стоимости содержания пунктов наблюдений. Однако соотношения стоимости разных кодовых форм будут одинаковыми для всех УГМС. Принимая стоимость самой полной (максимальной) программы (кодовой формы) за единицу, стоимость всех других кодовых форм можно выразить в долях единицы (табл. 1). Учитывая изложенное, стоимость содержания наблюдательных подразделений с учетом дифференциации программ j -го вида можно записать следующим образом:

$$P_{\text{сно}}^{\text{кф}} = \sum_{j=1}^n C_j^{\text{пн}} k_{\text{кф}}, \quad (3)$$

где $k_{\text{кф}}$ — весовой коэффициент кодовой формы j -го вида наблюдений.

Анализ отчетных материалов УГМС показал, что из 36 групп кодовых форм метеорологических наблюдений используются обычно не более 14 групп. Другие группы по разного рода причинам не используются. Как следует из табл. 1, самая дешевая программа метеорологических наблюдений (кодовая форма 010100) меньше максимальной (кодовая форма 010133) на 37 %. Стоимость остальных кодовых форм колеблется между указанными значениями.

Таблица 1

**Весовые коэффициенты стоимости кодовых форм
метеорологических наблюдений**

Кодовая форма	Весовой коэффициент
010100	0,625
010106	0,638
010107	0,706
010109	0,868
010110	0,660
010111	0,720
010113	0,882
010114	0,673
010116	0,949
010117	0,741
010120	0,902
010122	0,963
010123	0,754
010126	0,916
010129	0,984
010133	1,000

В практике построения наземной сети пункты метеорологических наблюдений в зависимости от программы наблюдений делятся на три разряда. Однако, учитывая, что современные программы наблюдений с разрядами наблюдательных подразделений связаны довольно слабо, знание стоимости всех кодовых форм позволяет определить средние весовые коэффициенты (соответственно и стоимость) каждого разряда, которые по расчетам имеют следующие значения: I — 0,982; II — 0,889; III — 0,690.

Аналогичные расчеты как по разрядам, так и по кодовым формам можно выполнить для всех видов наблюдений, что позволит более обоснованно планировать средства на функционирование наземной сети УГМС, самостоятельных ЦГМС.

Однако реальная стоимость содержания функционирующих наблюдательных подразделений зависит, как уже отмечалось, не только от наличия или отсутствия других видов наблюдений и от объема наблюдений конкретного вида, но и от их местоположения.

Как может влиять местоположение наблюдательного подразделения на стоимость ее содержания? В соответствии с работой Альшанского и др. (1999) стоимость содержания наблюдательного подразделения состоит из трех экономических элементов: фонда оплаты труда, материальных затрат и амортизационных отчислений. Фонд оплаты труда персонала пункта наблюдений не зависит от его удаленности от центра УГМС, ЦГМС, если укомплектованность штата, его квалификация и стаж работы примерно такие же, как в наблюдательном подразделении, расположенном в месте нахождения УГМС, ЦГМС. Амортизационные отчисления основных фондов также не зависят от местоположения (удаленности от УГМС, ЦГМС) наблюдательного подразделения, поскольку нормы амортизации едины не только для наблюдательного подразделений, но и для УГМС, ЦГМС. Зависят от местоположения только материальные затраты. Аренда каналов связи зависит от их протяженности. Стоимость доставки материалов, приборов и оборудования в наблюдательном подразделении находится в прямой зависимости от расстояния его до центра УГМС, ЦГМС, однако стоимость самих приобретаемых материальных ценностей от местоположения наблюдательного подразделения не зависит. Продолжительность командировок руководства и специалистов УГМС, ЦГМС, помимо всего прочего, зависит и от удаленности наблюдательного подразделения.

С учетом всего сказанного дифференцированная стоимость содержания функционирующих наблюдательных подразделений может быть рассчитана по формуле

$$P_{\text{нп}}^{\text{диф}} = P_{\text{нп}}^{\text{кф}} + MZ_{\text{нп}} + 0,8MZ_{\text{нп}}K_i^{\text{диф}} + 0,2MZ_{\text{нп}}, \quad (4)$$

которую, проведя несложные арифметические преобразования, можно записать в виде

$$P_{\text{нп}}^{\text{диф}} = P_{\text{нп}}^{\text{кф}} + 0,8MZ_{\text{нп}}(K_i^{\text{диф}} + 1) \quad (5)$$

где $P_{\text{нп}}^{\text{диф}}$ — дифференцированная стоимость содержания реально функционирующих наблюдательных подразделений; $P_{\text{нп}}^{\text{кф}}$ и $MЗ_{\text{нп}}$ — стоимость содержания и материальные затраты наблюдательного подразделения с учетом фактических программ наблюдений; 0,8 и 0,2 — доля МЗ, величина которых зависит (0,8) и не зависит (0,2) от местоположения наблюдательного подразделения; $K_i^{\text{диф}}$ — коэффициент дифференцированной корректировки МЗ, который определяется из следующего выражения:

$$K_i^{\text{диф}} = (N_j^{\text{пн}} d_i u) d_i u, \quad (6)$$

где $N_j^{\text{пн}}$ — общее число пунктов наблюдений j -го вида; d — транспортный коэффициент, зависящий от расстояния наблюдательного подразделения до центра УГМС, ЦГМС и вида сообщения; u — коэффициент труднодоступности, который принимается равным 2 или 3 для ТДС, а для всех остальных наблюдательных подразделений равен 1.

Известно, что часть наблюдательных подразделений системы Росгидромета размещается в труднодоступных районах, не имеющих регулярного сообщения, магазинов, почты. В такие наблюдательные подразделения, называемые труднодоступными (ТДС), помимо материалов, приборов, оборудования, доставляются также продукты питания и горюче-смазочные материалы, что существенно повышает стоимость содержания и материальные затраты.

Таким образом, расчет дифференцированной стоимости реально функционирующих наблюдательных подразделений сводится по существу к определению транспортных коэффициентов каждого наблюдательного подразделения.

Расчет транспортных коэффициентов

Транспортный коэффициент представляет собой стоимость доставки груза в тот или иной пункт. Чем дальше от центра УГМС, ЦГМС располагается наблюдательное подразделение, тем, естественно, дороже обходится доставка людей, приборов, оборудования, горюче-смазочных материалов и продуктов.

В системе Росгидромета обычно используются автомобильный, железнодорожный, речной, морской и авиационный виды транспорта. Использование того или иного вида транспорта в конкретном УГМС, ЦГМС зависит от физико-географического положения самого УГМС, ЦГМС, от доступности наблюдательного подразделения, т. е. развитости дорожной сети, от сезона, срочности поездки, вида перевозимого груза и т. д. Обычно в УГМС пользуются не одним, а несколькими видами транспорта. Приоритет того или иного вида транспорта зависит от сезона, целей поездки.

Для определения транспортных коэффициентов в Северо-Западном регионе были использованы данные ведущих перевозчиков Санкт-Петербурга (диспетчерская служба по грузовым перевозкам, отдел по грузовым перевозкам станции Санкт-Петербург Главный Октябрьской железной дороги, Северо-Западное речное пароходство, Балтийское морское пароходство, аэропорт Ржевка) о стоимости доставки 1 т груза различными видами транспорта на разные расстояния.

Приняв за основу (за единицу) стоимость перевозки 1 т груза на расстояние 200 км железнодорожным транспортом, не сложно было определить ее соотношение со стоимостью перевозки 1 т груза другими видами транспорта на это же расстояние. Учитывая, что зависимость стоимости перевозки всеми видами транспорта от расстояния носит линейный характер, можно для всех видов транспорта рассчитать отношение стоимости перевозки 1 т груза на разные расстояния к стоимости перевозки на расстояние 200 км. Эти отношения и представляют собой транспортные коэффициенты. Их значения для Санкт-Петербурга и Северо-Западного региона приводятся в табл. 2.

Понятно, что в других регионах тарифы на транспортные перевозки могут существенно отличаться от приведенных в таблице. В связи с этим при определении дифференцированной стоимости содержания наблюдательного подразделения в конкретном УГМС, ЦГМС эти транспортные коэффициенты уточняются для условий соответствующего УГМС. После уточнения коэффициентов в УГМС, ЦГМС составляется рабочая таблица расстояний наблюдательных подразделений от центра УГМС, ЦГМС с указанием видов транспорта. Рекомендованная форма сведений о расстояниях до наблюдательного подразделения и видах сообщения приведена в табл. 3.

Таблица 2

Соотношение стоимости перевозки груза разными видами транспорта

Расстояние, км	Коэффициенты по видам транспорта				
	Автомобильный	Ж/д	Речной	Морской	Авиа
50	0,42	0,25	0,18	0,2	1,62
100	0,83	0,50	0,35	0,4	3,23
200	1,67	1,00	0,70	0,85	6,47
300	2,50	1,50	1,05	1,25	9,70
400	3,33	2,00	1,40	1,65	12,93
500	4,17	2,50	1,75	2,10	16,17
600	5,00	3,00	2,10	2,50	19,40
700	5,83	3,50	2,45	2,90	22,63
800	6,67	4,00	2,80	3,35	25,87
900	7,50	4,50	3,15	3,75	29,10
1000	8,33	5,00	3,50	4,15	32,33
1500	12,50	7,50	5,25	6,25	48,50
2000	16,67	10,00	7,00	8,35	64,67
2500	20,83	12,50	8,75	10,40	80,83
3000	25,00	15,00	10,50	12,50	97,00

При составлении табл. 3 в графе 1 перечисляются все функционирующие в УГМС, ЦГМС станции, а в графе 2 отмечаются значком (+) труднодоступные станции. В остальных графах проставляется расстояние от наблюдательного подразделения до центра УГМС или ЦГМС, в зависимости от того, откуда осуществляются снабжение наблюдательного подразделения и выезд специалистов.

Если до того или иного наблюдательного подразделения доставка оборудования, приборов, топлива, продуктов, специалистов осуществляется комбинированно (ж/д + авто, авиа + авто, река + авто и т. д.), в соответствующих графах проставляется путь (км) каждым видом транспорта, а в графе 3 — сумма расстояний всех видов сообщения.

При использовании в зависимости от сезона различных видов транспорта и их комбинаций в графе 3 указываются расстояния, соответствующие сезонным вариантам использования транспорта, и рядом — процент применения данного вида (суммы видов) транспорта в годовом разрезе.

Таблица 3

Сведения о расстояниях до СНО и видах сообщения

Наименование СНО	ТДС	Общее расстояние, км	Расстояние по видам транспорта, км				
			Автомобильный	Ж/д	Речной	Морской	Авиа
1	2	3	4	5	6	7	8
1. Двинской Березник		240	240				
2. Вельск		520 (40 %) 550 (60 %)	520	550			
3. Зимнегорский Маяк	+	100 (80 %) 100* (20 %)				100	100*
4. Ижма		970 (70 %) 400 (30 %)			410	560	400
5. Левкинская	+	1050		560	490		
6. Мутный материк		810 (60 %) 700 (40 %)		560	250		140
7. Сегежа		316 (30 %) 240 (60 %) 255 (10 %)	316	240			255
8. Новоселово		490	80	330	80		
9. Шаим		380 (40 %) 350 (40 %) 820 (20 %)	100		70		280
10. Юильск	+	320 (50 %) 700 (50 %)			820		320
					560		140

Наличие данных по форме табл. 2 и 3 позволяет рассчитать транспортные коэффициенты для каждого наблюдательного подразделения, для чего достаточно в табл. 3 значения расстояний заменить на соответствующие коэффициенты из табл. 2. При сложном маршруте коэффициенты суммируются, при наличии альтернативных (простых и сложных) маршрутов транспортный коэффициент рассчитывается с учетом доли каждого маршрута.

Следует учитывать, является ли наблюдательное подразделение труднодоступным. Если да, то полученное значение транспортного ко-

ээффициента для этого наблюдательного подразделения умножается на 2 или 3 (в зависимости от того, какое значение коэффициента труднодоступности принято в данном УГМС).

При расчете транспортных коэффициентов возможны два подхода: централизованный и децентрализованный. При централизованном подходе определяются расстояния всех наблюдательных подразделений УГМС до центра УГМС. Это целесообразно, если обеспечение функционирования наблюдательного подразделения осуществляется непосредственно из УГМС. Если же в УГМС есть ЦГМС, которым руководство УГМС делегировало широкие права, в частности по руководству наземной сетью и обеспечению ее функционирования, тогда целесообразно для расчета транспортных коэффициентов остановиться на децентрализованном подходе и расстояния до наблюдательного подразделения определять от центра ЦГМС (субъекта РФ).

Определение транспортных коэффициентов в первом случае сложностей не представляет. Однако во втором случае работа по определению транспортных коэффициентов включает два этапа. На первом этапе определяются транспортные коэффициенты наблюдательного подразделения каждого ЦГМС, как и в первом случае. На втором этапе определяются транспортные коэффициенты центров ЦГМС, для чего составляется отдельная таблица по форме табл. 3, где в качестве наблюдательного подразделения выступают центры ЦГМС. Рассчитанные для каждого центра ЦГМС транспортные коэффициенты поровну распределяются между наблюдательными подразделениями и суммируются со значениями транспортных коэффициентов, полученных на первом этапе.

Такая последовательность расчетов диктуется достаточно простыми соображениями: соответствующие службы УГМС направляют приборы, оборудование, продукты в ЦГМС, откуда все это уже доставляется в наблюдательное подразделение. Если же эта схема расчета в УГМС не работает, применяется, как уже отмечалось, иная схема, основанная на централизованном способе расчета.

Определив транспортные коэффициенты, не сложно рассчитать по формуле (6) коэффициент дифференцированной корректировки материальных затрат, причем этот коэффициент считается для каждого вида наблюдений отдельно. При одних и тех же транспортных коэффициентах наблюдательных подразделений (если в наблюдательном под-

разделении ведутся наблюдения по трем видам, то для всех трех видов расстояние наблюдательного подразделения от центра УГМС, ЦГМС будет одинаковым) общее число пунктов наблюдений ($N_j^{\text{пн}}$) по каждому виду различно. Следовательно, при разных $N_j^{\text{пн}}$ в формуле (6) и коэффициенты $K_{\text{диф}}$ будут различаться.

Выполненные расчеты $K_{\text{диф}}$ по ряду УГМС показали, что только для двух видов наблюдений (метеорологических и аэрологических) местоположение СНО оказывают заметное влияние на величину $K_{\text{диф}}$. При других видах наблюдений вследствие относительно малой их стоимости местоположение наблюдательного подразделения какого-либо серьезного влияния на изменение коэффициента дифференцированной корректировки МЗ не оказывает.

В практике обеспечения работы сети доставка специалистов для ремонта приборов, оборудования, других материалов осуществляется на несколько станций одновременно. Такие групповые маршруты достаточно устойчивы и могут меняться от сезона к сезону (например, летом по реке, зимой — с использованием авиации и автомобильного транспорта). Понятно, что применение группового маршрута удешевляет доставку материалов в наблюдательные подразделения, особенно дальние.

Для расчета транспортных коэффициентов групповых маршрутов весь маршрут разбивается на отрезки, представляющие собой расстояния между наблюдательными подразделениями (для ближайшего — расстояние до центра УГМС, ЦГМС), входящими в конкретный групповой маршрут. Далее по табл. 2 и с учетом вида транспорта находятся транспортные коэффициенты этих отрезков ($d_i^{\text{отп}}$). Транспортные коэффициенты для n -й станции группового маршрута рассчитываются по формуле

$$d_n^{\text{гп}} = \sum_{i=1}^n \frac{d_i^{\text{отп}}}{N - (n-1)}, \quad (7)$$

где N — число станций группового маршрута, n — порядковый номер станции на маршруте ($n = N$), $d_i^{\text{отп}}$ — транспортные коэффициенты отрезков n -й (1-й, 2-й, 3-й и т. д.) станции группового маршрута.

Расчеты показали, что новые транспортные коэффициенты станций группового маршрута будут меньше транспортных коэффициентов одиночных маршрутов, а их сумма будет равна сумме транспортных коэффициентов отрезков этого же маршрута, т. е. происходит перераспределение транспортных коэффициентов и, таким образом, приближение расчетной стоимости содержания наблюдательного подразделения к реальным потребностям.

Заключение

В соответствии с вышесказанным дифференцированная стоимость содержания отдельных наблюдательных подразделений с учетом их местоположения довольно существенно отличается от средней. Следовательно, для нормального функционирования организаций наблюдательной сети Росгидромета необходимо осуществить перераспределение финансовых средств. Процедура эта для всех наблюдательных подразделений будет безболезненной, так как для одних это очевидное увеличение финансирования, для других — реальное сохранение объемов финансирования, поскольку уменьшение дифференцированного финансирования — кажущееся, если вспомнить, что в данном случае средняя стоимость содержания наблюдательного подразделения — это суммарная стоимость всех программ наблюдений, в том числе таких, как испарение, химизм осадков и снежного покрова, радиоактивное загрязнение и др., которые до этого не финансировались совсем.

Внедрение в практику оперативной работы УГМС, ЦГМС понятия дифференцированной стоимости реально функционирующих наблюдательных подразделений позволит перейти на экономические методы управления наземной сетью, избавиться от субъективизма при обеспечении функционирования конкретных наблюдательных подразделений (Кондратюк и др., 1997; Покровский, 1999). При принятии управленческого решения о закрытии, сохранении или организации нового наблюдательного подразделения должна учитываться как информативная значимость наблюдательного подразделения (по каждому виду наблюдений), так и реальная (дифференцированная) стоимость ее содержания.

Важно подчеркнуть при этом, что как информативность, так и стоимость определяются не по одному какому-то виду наблюдений, а комплексно. Случаи когда под видом пунктов, малоинформативных по одному виду наблюдений, закрываются пункты, высокоинформативные по другим видам наблюдений, при таком подходе полностью исключаются. Правда, для этого, помимо дифференцированной стоимости, требуется знать информативную значимость пунктов наблюдений всех видов (Типовой табель, 1986). К сожалению, расчеты информативной значимости для пунктов метеорологических и морских гидрометеорологических наблюдений выполнены не по всем УГМС, а для гидрологических постов — только по одному бассейну.

Дифференцированная стоимость содержания наблюдательных подразделений в максимальной степени учитывает реальные условия функционирования конкретных наблюдательных подразделений и может служить показателем для определения объемов бюджетного финансирования наземной сети УГМС, ЦГМС и Росгидромета в целом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Альшанский Я. Ю., Вимберг Г. П., Кондратюк В. И., 1999. Вопросы оценивания экономической эффективности гидрометеорологической информации и основы ценообразования в гидрометеорологии. — Современные исследования Главной геофизической обсерватории, т. 1, с. 300—320.
3. Кондратюк В. И., Покровский О. М., 1997. Информационно-экономическая модель наземной сети и управленческие решения. — Тезисы докладов Международного симпозиума „Гидрометеорология: наука и практика, современность и перспективы”. — СПб.: Гидрометеоздат, с. 3—4.
3. Наставление гидрометеорологическим станциям и постам, 1987. Вып. 1. — Л.: Гидрометеоздат. — 183 с.
4. Покровский О. М., 1999. Оптимальное построение системы регионального мониторинга: методы и применения. — Современные исследования Главной геофизической обсерватории, т. 1, с. 236—257.
5. Типовой табель приборов и оборудования производства стандартных гидрометеорологических наблюдений и контроля загрязнения природной среды, 1986. — Л.: Гидрометеоздат. — 46 с.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>К. Ю. Булгаков, В. П. Мелешко, Б. Е. Шнееров.</i> О чувствительности равновесного климата к удвоению концентрации CO_2 в атмосфере	2
<i>В. П. Мелешко, В. А. Говоркова, Т. В. Павлова.</i> Какое влияние на гидрологический режим и вечную мерзлоту в Северной Евразии может оказать глобальное потепление климата на 20°C ?	29
<i>Е. Л. Генихович, Е. Н. Филатова.</i> Расчетная модель определения индивидуальной и групповой внешней дозы загрязняющих веществ, содержащихся в атмосферном воздухе.	41
<i>О. М. Покровский.</i> Изменения климатических индексов, связанных с феноменом Эль-Ниньо в период потепления климата.	59
<i>О. М. Покровский, Е. Л. Махоткина.</i> Метод непрерывного усвоения актинометрической информации	79
<i>В. М. Мирвис, И. П. Гусева.</i> Изменения в режиме оттепелей на территории России	101
<i>А. А. Баранова, М. П. Голод, А. В. Мещерская.</i> Изменение градуированных скоростей ветра на территории России во второй половине XX века	116
<i>В. Э. Ницис.</i> Обнаружение климатологической неоднородности метеорологических рядов с помощью вейвлетов	139
<i>Ю. А. Панфутова, Н. А. Самолетова, О. Д. Макеева, И. В. Романова.</i> Опасные явления погоды на равнинной части Российской Федерации	145
<i>Е. М. Акентьева, М. В. Клюева, Н. В. Зиновьева.</i> Климатические факторы долговечности зданий на северо-западе России.	157
<i>В. И. Кондратюк, Н. И. Швень.</i> Исследование дополнительных характеристик ветра с помощью анеморумбометра нового поколения МАРК-60	167
<i>В. Ю. Окоренков.</i> Результаты экспериментальных исследований метрологической надежности нового поколения вибрационно-частотных эталонных барометров типов БОП-1, БРС-1, БРС-1м-1, БРС-1м-2, БРС-1м-3	179
<i>А. Б. Куров, Н. Н. Волков, В. Ю. Окоренков, А. А. Синькевич, В. Д. Степаненко.</i> Автоматизированный регистратор гололедно-изморозевых отложений ИО-1.	192
<i>М. И. Алексеев, Ф. В. Кармазинов, В. Д. Степаненко, В. Н. Емельянова, Ю. А. Довгалюк, А. А. Синькевич.</i> Применение данных метеорадиолокаторов для прогноза поступления дождевых вод в систему водоотведения Санкт-Петербурга	202

<i>Д. Р. Айсин, С. М. Гальперин, В. Н. Козлов, Г. Г. Щукин. Активные воздействия на облака и осадки в Санкт-Петербурге во время проведения саммита глав государств и правительств „Группы восьми”</i>	215
<i>А. В. Снегуров, В. С. Снегуров. Особенности изменения амплитудных параметров ЭМИ молний в ближней зоне</i>	230
<i>В. Н. Морозов. К расчету временных изменений электрического поля атмосферы</i>	235
<i>В. И. Кондратюк, О. А. Мясникова. О расчете дифференцированной стоимости содержания функционирующих наблюдательных подразделений Росгидромета</i>	255

Сборник научных трудов

Труды ГГО, вып. 556

Подписано в печать Формат 60 84 1/16. Бумага офсетная. Печать офсетная.
Печ. л. 17,0. Тираж