

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И МОНИТОРИНГУ
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

ТРУДЫ
ФЕДЕРАЛЬНОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО БЮДЖЕТНОГО УЧРЕЖДЕНИЯ
«ВСЕРОССИЙСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ –
МИРОВОЙ ЦЕНТР ДАННЫХ»



АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА И ИХ ПОСЛЕДСТВИЙ

Под редакцией

доктора геогр. наук Б.Г. ШЕРСТЮКОВА

ОБНИНСК
2012

Сборник посвящен вопросам анализа изменений климата Земли, и в особенности России, включая последствия изменений климата.

В статьях описаны результаты анализа данных инструментальных наблюдений за температурой воздуха, температурой почвогрунтов, за скоростью ветра и количеством осадков. В анализе использованы данные метеорологических станций и гидрологических постов, радиозондовые данные о пограничном слое и свободной атмосфере. Рассматриваются зависимости температуры воздуха от циркуляционных характеристик атмосферы и от аномалий в орбитальном движении Земли. Описаны характеристики циклонической деятельности на территории России по данным о траекториях циклонов.

Цикл работ посвящен климатическому районированию по подобию региональных колебаний климата и анализу дальних связей колебаний климата Европы и температуры поверхности океана. Отдельные статьи посвящены климату Калужской и Брянской областей, приведено краткое описание справочника «Климат России».

Представлено описание метода статистического контроля данных наблюдений за температурой почвогрунтов по вытяжным термометрам, и дано описание полученного проконтролированного архива данных.

Рассматривается метеорологическая обусловленность опасных наводнений и лесных пожаров в России.

СЕЗОННЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА ЗА 1976–2011 ГОДЫ

Исходные данные для анализа

Исследования выполнены на основе рядов среднемесячных значений температуры по 6036 станциям мира, из них 1401 станция – на территории России. По зарубежным станциям данные получены из Национального центра климатических данных США (NCDC) – данные Global Historical Climatology Network-Monthly Dataset <https://www.ncdc.noaa.gov/ghcnm/v3.php>. Настоящая третья версия данных NCDC (GHCN-M version 3) появилась в мае 2011 года и ежемесячно пополняется данными новых наблюдений. Версия 3 отличается от версии 2 более надежным контролем данных и проведенной гомогенизацией – исследование однородности временных рядов. В результате, некоторые ряды откорректированы, часть станций, которые ранее были в версии 2 этого массива, исключены из версии 3 как неоднородные или ненадежные данные.

Ряды исходных данных GHCN-M version 3 имеют пропуски, часть из них удалось заполнить из источника [ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/g sod Federal climate complex global surface summary of day data version 7 \(over 9000 world wide statons\)](ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/g sod Federal climate complex global surface summary of day data version 7 (over 9000 world wide statons)) на основе вычисленных среднемесячных значений температуры по данным массива суточных данных. Оказалось, что пропуски в данных разных исходных массивов не всегда совпадают, поэтому совмещение данных соответственных станций позволило улучшить объединенный массив данных.

Данные по европейским станциям дополнены данными Европейского проекта European Climate Assessment & Dataset <http://eca.knmi.nl/>, которые выгодно отличаются полнотой и качеством данных. По российским станциям использовались данные, подготовленные автором на базе фондов ВНИИГМИ-МЦД.

Таким образом, собраны все доступные данные по миру за историю наблюдений, впервые в общий массив включены практически все действующие метеорологические станции России. Это позволило обнаружить неизвестные ранее пространственные

особенности современных изменений климата на значительной территории Евразии.

Методы исследований и результаты

Вычислялись значения линейных трендов среднесезонной и среднегодовой температуры воздуха за период 1976–2011 годов, их значения выражены в градусах на 10 лет ($^{\circ}\text{C}/10$ лет). Важное значение для вычисления трендов имеет выбор начального года. Глобальное потепление началось в начале XX века, но в середине столетия наблюдалось временное похолодание, которое с середины 1970-х годов сменилось потеплением. В настоящей работе анализ изменения климата начинается с 1976 года – с начала второго глобального потепления, которое отличается особой интенсивностью и часто объясняется антропогенным воздействием на климат. На рис. 1 показана карта трендов среднегодовой температуры воздуха.

Карта показывает, что на Земле преобладают положительные тренды среднегодовой температуры воздуха. В Северной Америке рост температуры более $0,3^{\circ}\text{C}/10$ лет наблюдался в восточной части от Великих озер на север до Гренландии, охватывая самые низкие над уровнем моря регионы (с высотой над уровнем моря не

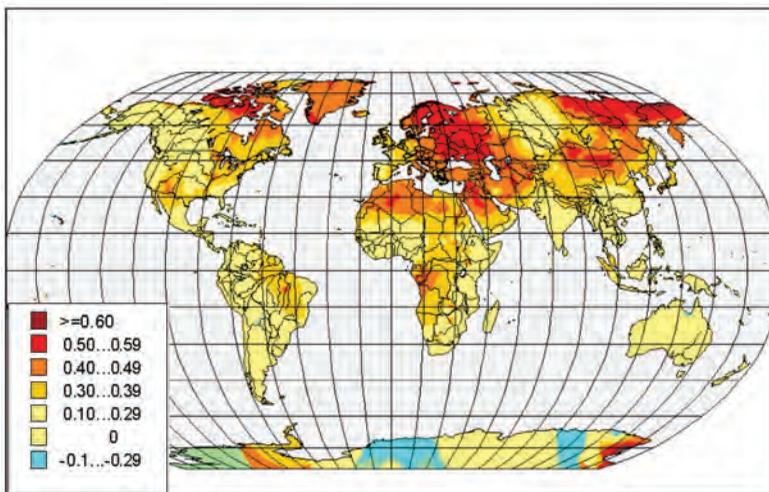


Рис. 1. Тренды среднегодовой температуры 1976–2011 гг. ($^{\circ}\text{C}/10$ лет)

более 500 метров), а также наблюдается в долинах рек Миссисипи, Рио-Гранде и Колорадо над уровнем моря не выше 200 метров. Самые большие положительные тренды (больше $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$) в Северной Америке наблюдаются на ее северных архипелагах и в равнинных районах вблизи северной части Гудзонова залива, окруженных возвышенностями. В Гренландии тренды составили преимущественно от $0,3$ до $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$. Во всех случаях границы районов с трендами выбранной градации хорошо согласуются с характерными особенностями рельефа в этих местах. Положительные тренды среднегодовой температуры в северной Америке усиливаются в районах, где возвышенности являются естественным препятствием на пути крупномасштабных перемещений воздушных масс. Аналогичный эффект был ранее показан [1] в горных районах Алтая и Саян, где в замкнутых формах рельефа обнаружена величина тренда температуры в 2–3 раза большая, чем над равнинами.

В Южной Америке тренды от $0,3$ до $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ наблюдаются в бассейне Амазонки. На картах трендов за 1974–2005 гг., которые были опубликованы в [5], в этом районе тренды были слабее.

В Африке тренды больше $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ наблюдаются в ее северной части и в долине реки Конго. А область с трендами $0,3$ – $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ широкой полосой тянется с севера на юг до долины реки Конго по восточным предгорьям Эфиопского нагорья и Восточно-Африканского плоскогорья. Так же как и в Северной Америке, в Африке положительные тренды среднегодовой температуры усиливаются в районах, где возвышенности являются естественным препятствием на пути крупномасштабных перемещений воздушных масс.

В Евразии выделяются два обширных района положительных трендов со значениями больше $0,4\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$. Один из них охватывает всю Восточную Европу, Ближний Восток. К нему примыкает упомянутый ранее район положительных трендов на севере Африки. А второй обширный район – Среднесибирское плоскогорье и весь Дальний Восток, а также горные районы Алтая, Саян и пустыни Гоби. Наибольшие тренды (больше $0,6\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$) на Дальнем Востоке наблюдаются вблизи океана в долинах рек Индигирка и Колыма. Более детальное исследование пространственных особенностей трендов показывает, что второй район можно разделить на два подрайона: а) горные районы (Алтай, Саяны и пустыня Гоби) с

трендами от 0,4 до 0,6 °C/10 лет; б) северная часть Дальнего Востока с аналогичными трендами. Указанные подрайоны с большими трендами разделяются областью с трендами ниже 0,4 °C/10 лет. Возможно, северные равнинные и более южные горные районы имеют разные причины многолетнего роста температуры.

Уральские горы являются естественной границей для воздушных потоков с запада и границей между Европейской территорией с трендами 0,3–0,6 °C/10 лет и территорией со слабыми трендами в Западной Сибири. Уральские горы являются естественной преградой для западно-восточного переноса воздушных масс и для распространения положительных трендов из Европы в Азию.

На востоке Азии просматривается другой характер влияния рельефа, там потепление климата больше выражено не на равнинных предгорных районах, а на возвышенностях в горных районах.

Сравнивая региональные особенности изменений среднегодовой температуры за 1976–2011 гг. с аналогичными оценками за 1974–2005 гг., опубликованными в [5], обнаружено, что районы наибольших положительных трендов несколько сместились, но закономерности остались прежними. Новые результаты вновь подтвердили, что в формировании регионального климата заметную роль играет перенос воздушных масс с океана на континент и рельеф. Так как рельеф не изменялся за рассмотренные десятилетия, то, следовательно, изменения регионального климата в период интенсивного глобального потепления в заметной степени связаны с изменениями за эти годы траекторий атмосферной циркуляции или температурно-влажностного состояния переносимых воздушных масс, которые являются неотъемлемой частью глобальных изменений климата.

Существенные различия в пространственных особенностях изменений климата обнаруживаются по сезонам. На рис. 2 показана карта трендов температуры зимой.

Зимой потепление более 0,6 °C/10 лет наблюдается на обширной территории в северо-восточной части Северной Америки, а также на Восточно-Европейской равнине, в долине реки Амур, на Камчатке, в горах Тянь-Шань и Памир. При этом за Уралом в Западной Сибири, а также в районе Колымы и Анадыря наблюдается похолодание, тренд около -0,3 °C/10 лет.

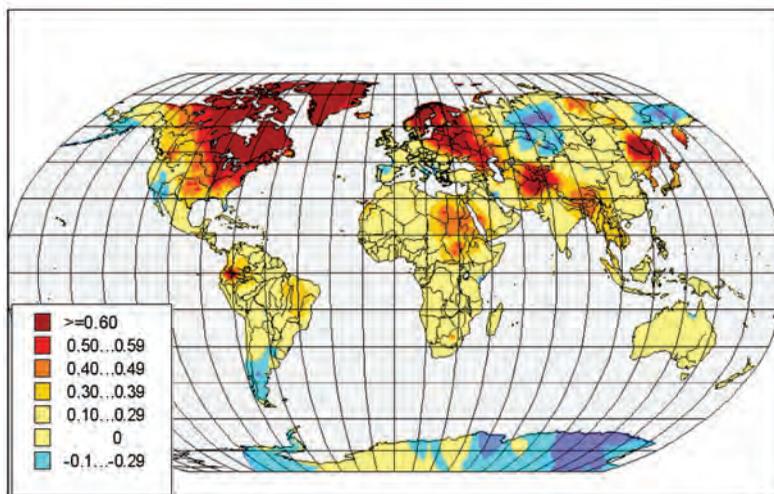


Рис. 2. Тренды температуры 1976–2011 гг. ($^{\circ}\text{C}/10$ лет). Зима (декабрь–февраль)

В Африке положительные тренды температуры от 0,3 до 0,6 $^{\circ}\text{C}/10$ лет наблюдаются в предгорьях Эфиопского нагорья, в долине Нила и на всем западном побережье Красного моря.

Так же как на карте трендов среднегодовой температуры, зимой выделяются три долготных интервала с положительными трендами температуры и видны особенности, связанные с рельефом.

Весной (рис. 3) также преобладают положительные тренды температуры. Наибольшей площадью и интенсивностью потепления $>0,6$ $^{\circ}\text{C}/10$ лет отличается континент Евразия. Тренды 0,5–0,6 $^{\circ}\text{C}/10$ лет (и более) охватывают все возвышенные территории Азии с высотой места более 500 м над уровнем моря и все побережье Северного Ледовитого океана от Таймыра до Чукотского полуострова. Такие же тренды имеет весенняя температура в Западной Европе. В Восточной Европе тренды температуры слабее, около 0,4–0,5 $^{\circ}\text{C}/10$ лет.

Тренды $>0,5$ $^{\circ}\text{C}/10$ лет охватывают также прилегающие к Евразии районы на севере Африки.

Весной в большей мере заметно, что потепление климата в высоких широтах более интенсивное и охватывает большую площадь.

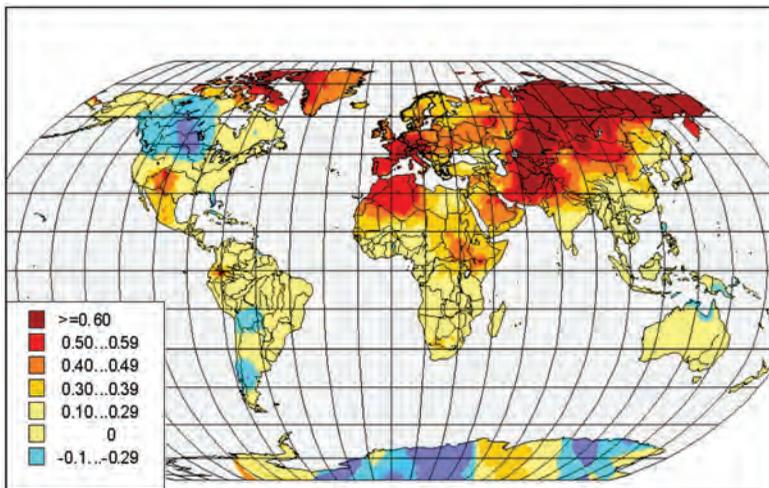


Рис. 3. Тренды температуры 1976–2011 гг. ($^{\circ}\text{C}/10$ лет). Весна (март–май)

В Гренландии и на архипелагах севера Канады тренды весной тоже положительные ($>0,6$ $^{\circ}\text{C}/10$ лет). А в Северной Америке западнее Скалистых гор наблюдается понижение температуры ($-0,3$ $^{\circ}\text{C}/10$ лет).

Летом (рис. 4) на всей Земле преобладают положительные тренды температуры. Тренды $>0,5$ $^{\circ}\text{C}/10$ лет и $>0,6$ $^{\circ}\text{C}/10$ лет наблюдаются на северных архипелагах Северной Америки, на территории Европы и прилегающей части севера Африки, а также в районе великих гор Азии и на равнинных восточных участках побережья Северного Ледовитого океана.

По сравнению с весной летом тренды усилились в Европе и в горах Алтая, Тянь-Шаня и пустыни Гоби, но ослабли в северной части Восточной Сибири и Дальнего Востока.

В Западной Сибири летние тренды значительно слабее весенних, произошло явное разделение очагов положительных трендов на Европейский и Восточно-Азиатский районы. Летом более отчетливо выделяются три огромных региона Земли с положительными трендами: Северо-Американский, Европейский и Восточно-Азиатский.

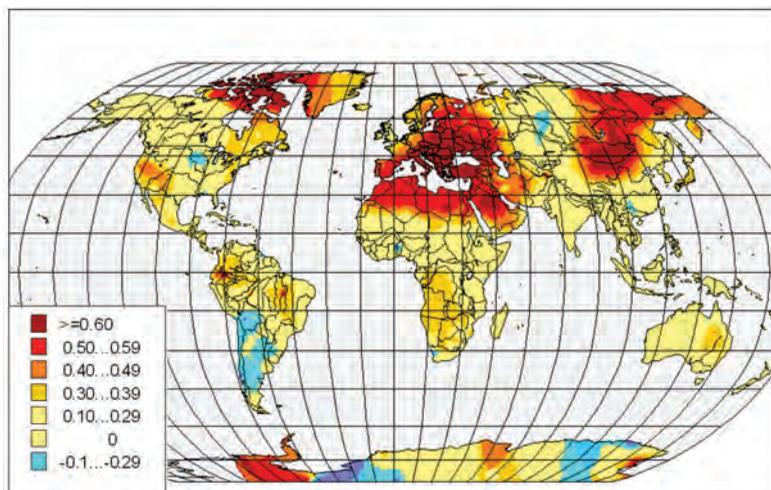


Рис. 4. Тренды температуры 1976–2011 гг. (°C/10 лет). Лето (июнь–август)

Осенью (рис. 5) нарастает интенсивность трендов температуры в высоких широтах Северного полушария ($>60^\circ\text{с.ш.}$). Трендами $>0,6^\circ\text{C}/10$ лет охвачен северо-запад Северной Америки, Восточная Европа, Туранская низменность и север Дальнего Востока. Тренды $>0,4^\circ\text{C}/10$ лет наблюдаются на востоке Южной Америки и на севере Африки. В высокогорных районах Азии осенью положительные тренды слабее, чем это было в другие сезоны. Как и в других сезонах, осенью выделяются три огромных региона с положительными трендами температуры.

Вполне очевидна зависимость трендов от общей циркуляции атмосферы и от препятствий на пути основных потоков в виде горных хребтов. Но при этом в Азии горные районы создают какие-то свои условия, благоприятные для появления или усиления положительных трендов температуры воздуха.

Если сравнить в разных сезонах положения двух крупнейших евразийских очагов положительных трендов, то видно, что они смещаются по долготе к востоку с изменениями сезонов. От весны к лету и от лета к осени тренды $>0,6^\circ\text{C}/10$ лет весной охватывали область Западной Европы, летом положительные

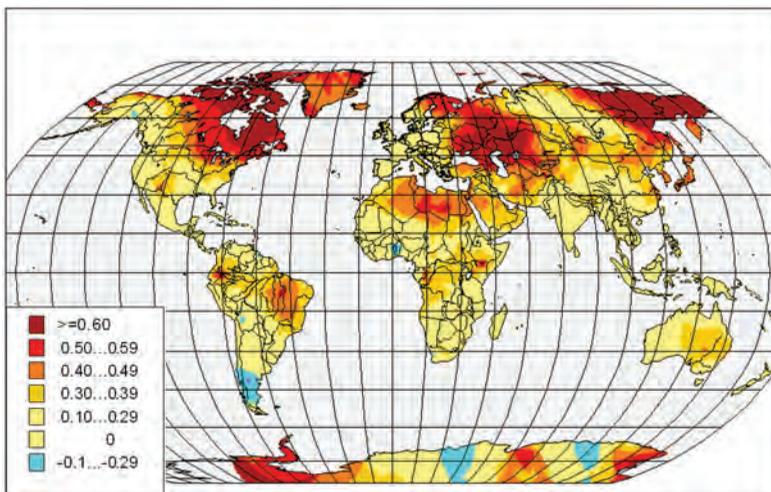


Рис. 5. Тренды температуры 1976–2011 гг. ($^{\circ}\text{C}/10$ лет). Осень (сентябрь–ноябрь)

тренды $>0,6$ $^{\circ}\text{C}/10$ лет охватили всю Европу, а осенью сместились на восток Европы.

Аналогично азиатская область максимальных трендов смещалась к востоку. Весной тренды $>0,6$ $^{\circ}\text{C}/10$ лет охватывали весь северо-восток Азии, начиная от 70° в.д., летом такие же тренды наблюдались в Азии на тех же широтах восточнее 100° в.д., а осенью – восточнее 120° в.д.

Итак, глобальное потепление сопровождается неоднозначными изменениями регионального климата с сезонными особенностями. На континентах Земли преобладают положительные тренды температуры воздуха во все месяцы года, но выделяются также районы заметных отрицательных трендов. Границы областей с трендами разного знака или разной интенсивности часто проходят по линиям изменения рельефа. Характер сезонных и региональных различий влияния рельефа на изменения климата согласуется с известными представлениями об атмосферной циркуляции как одним из факторов формирования климата.

Как и прежде, наибольшие положительные тренды наблюдаются в холодное полугодие в высоких широтах Северного полушария, но области положительных трендов на тех же широтах

чередуются с областями отрицательных трендов. В Северном полушарии четко выделяются три огромных области положительных трендов температуры, отстоящих друг от друга по долготе примерно на 120° : 1) север Северной Америки с центром вблизи геомагнитного полюса; 2) Европа с прилегающей северной частью Африки; 3) Дальний Восток или северная его часть.

Обсуждение результатов

Об усилении положительных трендов в высоких широтах зимой было известно ранее, теперь со всей очевидностью обнаружилось, что сплошной зоны положительных трендов в высоких широтах нет. Выделено три долготных области с максимальными положительными трендами температуры.

Район Северной Америки, в котором во всех сезонах наблюдаются положительные тренды температуры, интересен тем, что там находится геомагнитный полюс Земли. Вблизи этого полюса происходит высыпание корпускулярных потоков при повышении активности Солнца и складываются благоприятные условия для передачи энергии активности Солнца в атмосферу. Необходимы дополнительные исследования возможной зависимости состояния климата в этом районе от солнечной активности в разных ее проявлениях или от других факторов, связанных с геомагнитным полем Земли. Исследования солнечно-атмосферных связей нельзя ограничивать анализом вариаций солнечной постоянной, геомагнитное поле не влияет на прохождение электромагнитного излучения Солнца, измеряемого солнечной постоянной. Необходимы исследования климатогенных вариаций заряженных солнечных частиц разных энергий и межпланетных магнитных полей. Условия вторжения заряженных частиц в атмосферу определяются постоянным и переменным магнитными полями Земли, переменным межпланетным магнитным полем и другими условиями в околоземном космосе и процессами на Солнце.

Европейский район вместе с сопряженными территориями является районом, в котором погодно-климатические условия определяются влиянием Атлантики. Можно предположить, что здесь изменения климата связаны с изменением состояния океана и (или) с изменением атмосферной циркуляции, регулирующей перенос тепла на континент. Потепление в этом районе наблюдается на равнинных участках, на которые беспрепятственно поступают

воздушные потоки с Атлантики, и ограничивается возвышениями рельефа, которые являются препятствием для западно-восточного переноса. Эти особенности усиливают предположение о ведущей роли Атлантики и атмосферной циркуляции в потеплении климата Европы.

Аналогично летнее потепление на равнинных участках побережья Северного Ледовитого океана, видимо, связано с изменением взаимодействия океана с атмосферой в период чистой воды (без сезонного ледового покрова).

Потепление климата в континентальных районах в горах и на возвышенностях в восточной части Азии, возможно, имеет другую природу. Появляется все больше публикаций о холодной дегазации Земли вблизи тектонических разломов земной коры и о влиянии выделяющихся газов на локальные погодно-климатические условия [4]. В этой части Азии находится сеть разломов в горах Тибета, Тянь-Шаня, Алтая, Саян. Озеро Байкал лежит в одном из разломов. Немного восточнее проходит субмеридиональный сахалинский разлом, который прослеживается к северу от Сахалина через о.Ионы в устье реки Охота, далее по ее долине и долине реки Индигирка до Новосибирских островов, где переходит в структуры подводного хребта Ломоносова [3].

За долгую историю существования Земли практически все процессы, отражающие формирование гидросферы и атмосферы являются следствием эндогенной активности, которая сопровождается землетрясениями и газовыми выделениями. Эти процессы продолжаются с переменной интенсивностью. В последние десятилетия проявление эндогенных процессов усиливалось [2]. Их значение для климата остается малоизученным.

Литература

1. Семенов В. Г. Влияние Атлантического океана на режим температуры и осадков на ЕТС. Л.: Гидрометеоздат, 1960. 148 с.
2. Сорохтин О. Г., Ушаков С. А. Развитие Земли. М: Изд-во МГУ, 2002. 506 с.
3. Сывороткин В. Л. Экологические аспекты дегазации Земли: Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Москва, 2001.
4. Сывороткин В. Л. Глубинная дегазация Земли и глобальные катастрофы. М.: ООО «Геоинформцентр», 2002. 250 с.
5. Шерстюков Б. Г. Региональные и сезонные закономерности изменений современного климата. Обнинск: ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2008. 246 с.

О.Н. Булыгина, Н.Н. Коришнова, В.Н. Разуваев

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ ЛЕТОМ 2010 ГОДА

Введение

В последние годы всеобщую обеспокоенность вызывает растущее число стихийных погодных и экстремальных климатических явлений. Засухи и наводнения, шквалы, сильная продолжительная жара или морозы не только наносят значительный ущерб экономике, но и нередко уносят сотни человеческих жизней.

Территория России крайне неоднородна по своим климатическим условиям. Оперативная оценка происходящих на территории отдельных регионов изменений климата и возможность использования получаемых результатов в практической деятельности предусматривают развитие системы доведения результатов до пользователя, в частности, в виде регулярно публикуемых обзоров состояния климатических условий на территории отдельных регионов России. Во ВНИИГМИ-МЦД на регулярной основе осуществляется подготовка обзоров погодных условий на территории России за прошедший год, которые доступны на сайте ВНИИГМИ-МЦД в разделе «Климат» (<http://www.meteo.ru/climate/>). Аномально жаркое лето 2010 года на территории России рассматривается в ряду самых крупных погодных аномалий за 2010 год в мире.

Данные

Для анализа климатических условий, сложившихся в различных регионах России летом 2010 года, использовались данные, поступающие во ВНИИГМИ-МЦД по каналам связи в виде телеграмм «Климат» и «Синоп» в реальном режиме времени, а также исторические данные метеорологических наблюдений, хранящиеся в фонде данных ВНИИГМИ-МЦД. Анализ температурного режима проводился по данным в точке и по рядам средних для 7 квази-однородных климатических регионов характеристик. Региональный анализ проводился по регионам, выбранным на основании классификации Алисова [1]. Аномалии рассчитывались от норм за период 1961 – 1990 гг.

Результаты

Положительные температурные аномалии в 2010 году на территории России наблюдались уже весной. В первой декаде мая аномально жаркая погода, которая установилась в центре Европейской России, привела к возникновению пожароопасной ситуации. В Липецкой и Тамбовской областях отмечены лесные пожары.

Необычайно теплая погода из центральных районов ЕТР распространилась за полярный круг. Аномалии средней суточной температуры в Заполярье к концу первой декады превысили $10\text{ }^{\circ}\text{C}$. 11 мая были перекрыты рекорды максимальной температуры во многих северных городах (Нарьян-Мар, Печора, Сыктывкар). Север ЕТР в эти дни оказался теплее юга. Причиной столь редкой для мая погоды стали юго-западные потоки, которые по периферии стационарного высотного гребня над Западной Сибирью выносили теплый средиземноморский воздух через центральные районы ЕТР к Заполярье. Такая синоптическая ситуация сохранялась длительное время, что способствовало дальнейшему прогреву воздуха и установлению новых температурных рекордов. 18 мая в Мурманске температура поднялась до $26,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, что почти на $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ выше предыдущего рекорда 1984 года.

Лето в целом по России было самым теплым за рассматриваемый период, аномалия составила $1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Причем рекордно жарким оно было во II, III, IV и VII квазиоднородных районах. Особенно тепло было в центре и на юге Европейской территории России, где сезонная аномалия составила $4,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 1).

В июне на ЕТР очаг тепла сформировался над Поволжьем и Южным Уралом, где аномалии среднемесячной температуры воздуха превысили $5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 2.). В большинстве центральных и восточных областей особенно жаркой выдалась третья декада месяца. Среднесуточные температуры воздуха на $7\text{--}11\text{ }^{\circ}\text{C}$ превышали климатическую норму, максимальные температуры в дневные часы достигали $33\text{--}38\text{ }^{\circ}\text{C}$. 25 июня температурный рекорд установлен и в Москве ($32,8\text{ }^{\circ}\text{C}$). В Южном и Северо-Кавказском федеральных округах июнь стал самым жарким за 120 лет регулярных метеорологических наблюдений. Центральные и южные районы Европейской территории России испытывали в июне существенный дефицит осадков. Жаркая погода в сочетании со значительным недобором осадков способствовала развитию в этих областях интенсивных суховея, почвенной и атмосферной

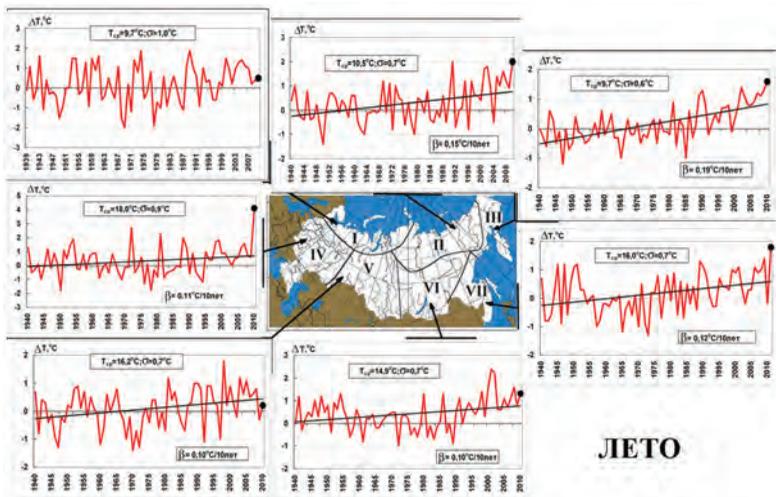


Рис. 1. Аномалии осредненной по территории квазиоднородных климатических районов средней за лето температуры воздуха за период 1939–2010 гг. Использованы нормы за период 1961–1990 гг.

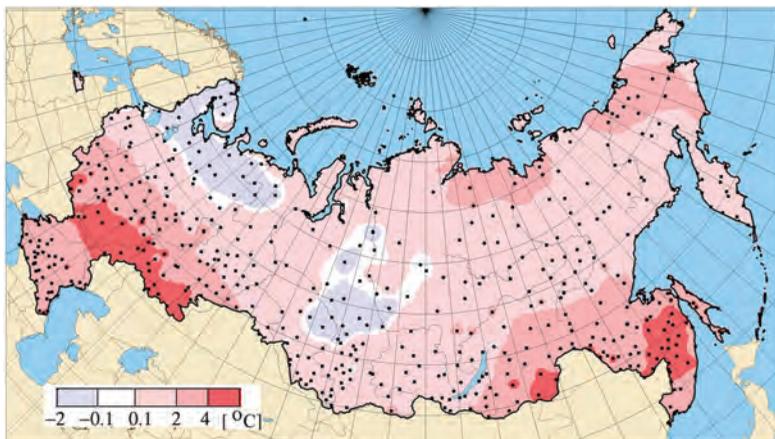


Рис. 2. Среднемесячные аномалии температуры воздуха в июне 2010 г.

засух. В некоторых регионах был введен режим ЧС по засухе. Так в Оренбургской области засуха стала причиной гибели почти всего урожая озимых, ущерб исчисляется сотнями миллионов рублей. Еще хуже ситуация в Воронежской области, сильно пострадали посевы в Татарстане и Республике Башкортостан. Аномально жаркая и сухая погода обусловила нарастание в центральных областях ЕТР пожароопасности до чрезвычайной. Лесные пожары возникали в Тамбовской, Липецкой, Волгоградской областях.

В южных районах Западной Сибири в первой декаде июня погоду определял антициклон с центром над Среднеазиатскими республиками, который щедро делился своим теплом и с югом Западной Сибири. 8–10 июня температура воздуха повышалась до 30 °С в Новосибирской, Кемеровской областях, Республике Алтай. Но жарче всего, причем не только в Сибири, но и на территории всей России, в эти дни было в Алтайском крае, где местами воздух раскалился до 36 °С. В сочетании с недобором осадков сильная жара обусловила развитие в северных районах Алтайского края и степных районах Кемеровской области суховейных явлений и почвенной засухи. В Восточной Сибири самым жарким местом оказался Забайкальский край, хотя в начале месяца здесь еще наблюдались слабые заморозки. Но всю третью декаду в крае удерживалась сильная жара с максимальными температурами воздуха 33–43 °С. В Чите и большинстве других городов края перекрыты суточные абсолютные максимумы температуры воздуха. Территория Республики Бурятия и Забайкальского края в эти дни оказалась самой жаркой на территории России. Ясное небо и теплый воздух, поступающий в теплом секторе циклона из южных широт, обусловили экстремально жаркую погоду со среднесуточными температурами на 8–12 °С выше климатической нормы. Жаркая и сухая погода привела к развитию в Забайкальском крае и южных районах Республики Бурятия суховейных явлений и почвенной засухи, увеличению лесных пожаров.

Температурные рекорды в июне были побиты и во многих районах Дальневосточного юга. В первой декаде устойчивый антициклон перекрыл дорогу в Приморье китайским и монгольским циклонам, что позволило воздуху прогреться местами до 33–35 °С. 9 июня во Владивостоке температура воздуха после полудня достигла 29,9 °С, что более чем на 3 °С выше прежнего рекорда 1969 года. Такая погода совсем не характерна для начала лета в

Приморье. Обычно в крае, особенно в прибрежных районах, погода пасмурная, сырая и прохладная, сказывается влияние муссона. В третьей декаде аномально жаркая и сухая погода установилась в Амурской области и южных районах Хабаровского края. 25 июня в Благовещенске температура воздуха достигла рекордной отметки 38,9 °С, и это более чем на 1 °С выше рекорда, установленного в 2000 году. 27 июня самая высокая температура этого дня за все 110 лет наблюдений зарегистрирована в Хабаровске. Такую аномально жаркую погоду на юг Дальнего Востока принесли воздушные массы из Средней Азии и южных районов Китая.

Благодаря устойчивому антициклону, который закачивал на ЕТР горячий воздух из Средней Азии, в июле на большей части ЕТР в течение продолжительного времени господствовала сильная жара. В центральных, восточных и западных областях среднемесячная температура воздуха на 6–7 °С превысила климатическую норму (рис. 3). К северу и югу аномалии уменьшались до 2–4 °С.

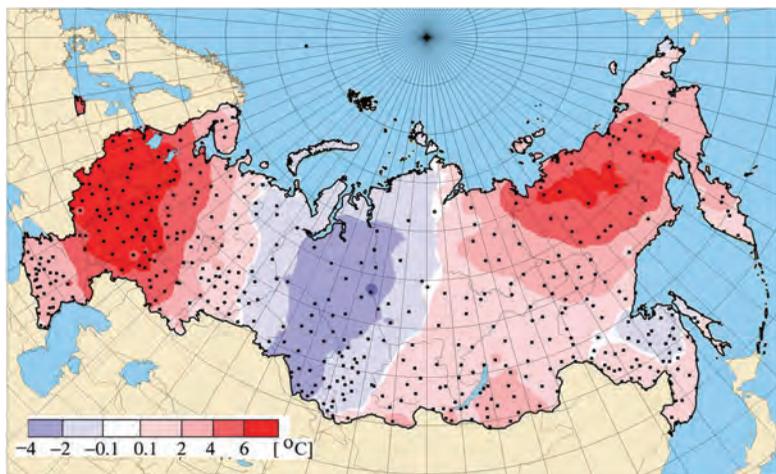


Рис. 3. Среднемесячные аномалии температуры воздуха в июле 2010 г.

Почти каждый день приносил новые температурные рекорды. Только в Москве в июле было установлено 10 температурных рекордов. 29 июля был установлен новый абсолютный максимум июля, а также абсолютный максимум лета, температура воздуха

достигла 38,2 °С (рис. 4). Этот день стал самым жарким в Москве за всю 130-летнюю историю метеонаблюдений. Прежний максимум лета отмечен 7 августа 1920 года (36,8 °С).

И весь месяц в целом оказался самым жарким для многих пунктов на ЕТР. Аномально жаркая погоды сочеталась со значительным недобором осадков (4–40 % месячной нормы). Во многих областях наблюдалась жесточайшая засуха, которая почти везде усугублялась суховеями. Создавшиеся погодные условия привели к повреждению и массовой гибели посевов на огромных площадях. На конец июля режим ЧС по засухе был введен в 24 областях. Во многих областях ЕТР бушевали лесные пожары. Особенно тяжелая обстановка сложилась в Нижегородской, Рязанской и Московской областях, где помимо леса горели торфяники. Огненным шквалом в Нижегородской, Владимирской, Рязанской областях полностью уничтожено несколько деревень, без крова остались тысячи людей. Серьезную проблему создала аномальная жара в обеспечении водой. Нехватка воды ощущалась во многих восточных областях ЕТР. В Республике Башкортостан установились минимальные за весь период наблюдений уровни воды в реках Уфа, Белая;

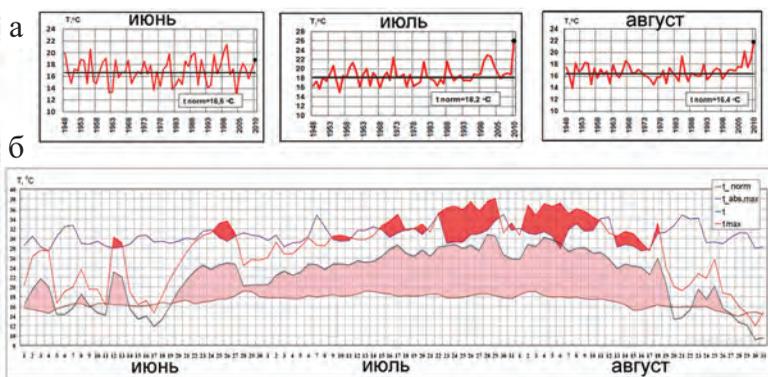


Рис. 4. Температурный режим летом 2010 г. в Москве: Среднемесячная температура воздуха в летние месяцы в Москве за период наблюдений (а); Температура воздуха (среднесуточная, максимальная) летом 2010 года, суточная норма и абсолютный суточный максимум температуры в летние месяцы в Москве (б).

в Астраханской области практически пересохла р. Ахтуба, более чем на 2 метра упал уровень воды в Волге.

В первой пятидневке июля аномально жаркая погода установилась на севере и востоке Республики Саха (Якутия), среднесуточные температуры превышали норму на 8–12 °С. Причиной такой жары стал высокий теплый антициклон, который сформировался в скопившемся над этими районами очень теплом воздухе, выносимом из Забайкалья. 4 июля на «полюсе холода», в Оймяконе, был установлен новый абсолютный максимум температуры этого дня. После полудня воздух прогрелся до 30,6 °С, что выше прежнего рекорда 1998 года на 0,8 °С. Затем тепло двинулось далее на восток. Абсолютный температурный максимум в 32 °С был зафиксирован на севере Камчатского края 19 июля, впервые за весь период наблюдений температура воздуха поднялась выше 30 °С в Корфе.

Западная Сибирь в июле оказалась единственным регионом в России, где среднемесячная температура воздуха была ниже климатической нормы. Аномалии среднемесячной температуры воздуха на большей части региона составили -1 ... -2,5 °С. В то время как на ЕТР падали вековые рекорды жары, в автономных округах Западной Сибири было очень холодно. В Сургуте 20 июля установлен новый рекорд холода: минимальная температура воздуха в пред-рассветные часы опустилась до 3,5 °С. Причиной такой холодной погоды стал арктический антициклон, в восточной части которого северные ветры принесли холодный воздух из Арктики.

В августе очаг тепла, сформировавшийся в июле над центром ЕТР, немного сместился к югу. Аномалии средней месячной температуры в августе по абсолютной величине уступают июльским. Максимальные аномалии (чуть выше 7 °С) отмечены в центре ЕТР (рис. 5). Тем не менее в Москве и некоторых других городах ЕТР август 2010 года оказался самым жарким за всю историю метеорологических наблюдений (см. рис. 4).

В Москве до 15 августа было установлено еще 9 температурных рекордов. Сильная жара удерживалась в Поволжье (38–43 °С), ЦЧО (35–42 °С), на Верхней Волге (37–41 °С). Вплоть до 19 августа чуть ли не ежедневно рекорды максимальной температуры воздуха фиксировались на огромной территории от Печоры до Кубани и от западных границ России до Предуралья.

В третьей декаде в центральных и восточных областях ЕТР жара спала, а на Урале, Верхней Волге и в Северо-Западном районе

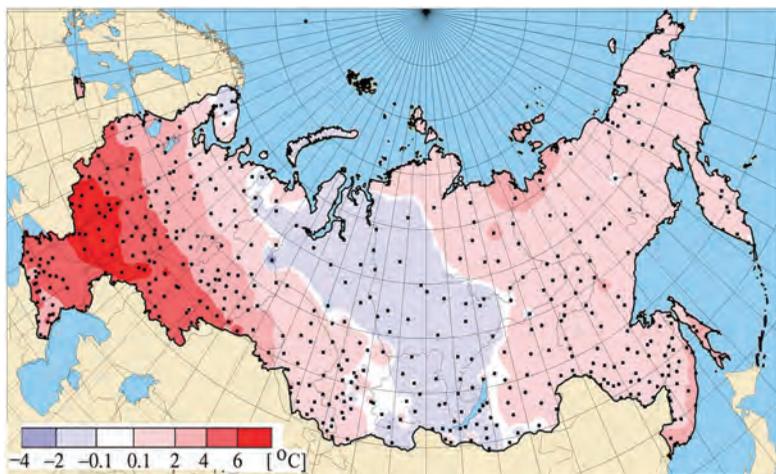


Рис. 5. Среднемесячные аномалии температуры воздуха в августе 2010 г.

отмечались первые заморозки. От Верхней Волги до южных областей повсеместно наблюдался дефицит осадков в сочетании с высокими температурами воздуха. В августе засуха распространилась на более южные районы: Ростовскую область, Краснодарский и Ставропольский края, республики Северного Кавказа. Сохранялась и чрезвычайная пожароопасность, продолжали гореть леса и торфяники. Наиболее напряженная обстановка оставалась в лесах Нижегородской и Рязанской областей. Густой смог в первые дни августа окутал Москву, Рязань и другие города из-за огня, подступившего к дорогам, и практически нулевой видимости, прерывалось движение на трассе Москва–Челябинск, нарушалось движение железнодорожного транспорта.

Погодные условия, наблюдавшиеся летом 2010 года на Европейской территории России, не могли не сказаться на здоровье и самочувствии людей. Смог от лесных пожаров, сильнейшая жара в дневные часы и даже ночью создавали проблемы для здоровья населения. Во многих городах наблюдалось ситуация, называемая «Hot nights», когда минимальная температура превышает 23,9 °С (рис. 6). Это приводит к большим проблемам со здоровьем, особенно у людей, страдающих сердечно-сосудистыми заболеваниями

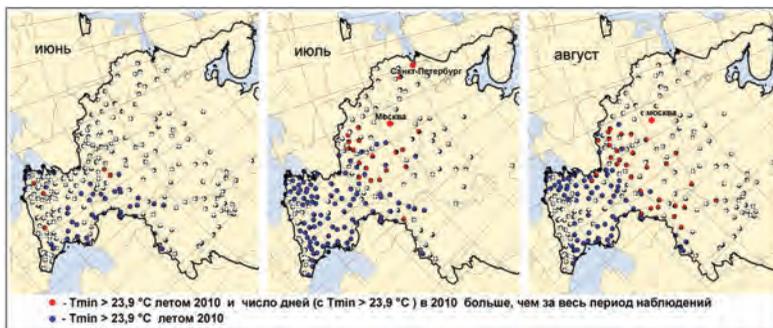


Рис. 6. «Жаркие ночи» с минимальной температурой выше 23,9 °C летом 2010 г.

(включая преждевременную смертность). В средних широтах во многих городах это явление отмечалось впервые. Так в Петербурге впервые за весь период наблюдений (с 1881 года) были зафиксированы такие жаркие ночи (14, 16 и 29 июля 2010 г.), в Москве Tmin > 23,9 °C также впервые наблюдалась 2 дня в июле и 1 день в августе.

Заключение

По данным метеорологических наблюдений (130 лет), по данным летописей и дендрологических наблюдений, лето 2010 г. было одним из самых жарких за последние 1000 лет.

Основной причиной аномальной жары и засухи было установление над обширной территорией Евразии мощного блокирующего антициклона, распространявшегося до высот более 16 километров. Этот малоподвижный антициклон перекрыл (блокировал) путь западным ветрам, обычно характерным для этих высот. Блокирующий антициклон просуществовал более 50 суток,

Летом 2010 года повторились все погодные аномалии 1092 года на территории Киевской Руси, описанные в «Летописях» (по данным И. Борзенковой):

- Чистое небо в течение всего лета;
- Длительное отсутствие осадков;
- Чрезвычайно жаркая погода;
- Естественные лесные пожары;
- Пожары торфяников;

- Поля и пастбища «были сожжены»;
- Земля пересохла;
- Последующей осенью и зимой в Киеве умерло более 7 тысяч человек;
- Были отмечены эпидемии.

Литература

1. Алисов Б. П. Климат СССР. М.: Московский университет, 1956. 127 с.

КОЛЕБАНИЯ КЛИМАТА КАЛУЖСКОЙ ОБЛАСТИ И ИХ СТАТИСТИЧЕСКАЯ ЭКСТРАПОЛЯЦИЯ

1. Анализ многолетних колебаний температуры воздуха на основе метеорологических данных за всю историю наблюдений

Первые регулярные метеорологические наблюдения за температурой воздуха начались в Калужской области в 1896 году в Жиздре.

На рис. 1 показан график изменения среднегодовой температуры воздуха за историю наблюдений. Наблюдения прерывались в годы революции 1917 года и войны 1941–1945 годов. Дополнительно приводится график сглаженных значений температуры. Сглаживание проводилось методом скользящих средних по пятилетиям с равными весами.

С середины 1970-х годов наблюдается положительный тренд температуры, по времени совпадающий с периодом второго

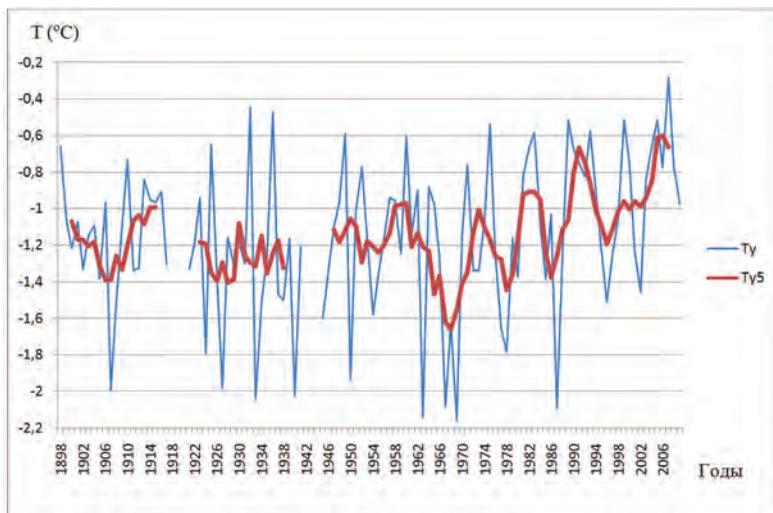


Рис. 1. Среднегодовая температура (Т_у) воздуха и сглаженные значения температуры (Т_{у5}) по пятилетиям

глобального потепления. А в годы первого глобального потепления (1930–1940-е годы) в Жиздре повышения температуры не наблюдается. Другой важной особенностью состояния климата являются колебания, которые существовали всегда за историю метеорологических наблюдений. Длительность заметных колебаний составляет от 9 до 14 лет.

В годы революции и Великой Отечественной войны ряд наблюдений в Жиздре прерывался, поэтому дополнительно привлекались данные наблюдений в Москве (станция им. Михельсона за 1879–1997 гг. и станция ВДНХ за 1998–2010 гг).

Ряд температуры по Москве начинается на 17 лет раньше, не имеет пропусков в наблюдениях в период революции и войны. На рис. 2 показан многолетний ход годовой температуры в Москве и в Жиздре (сглаженные значения). В начале XX века в Москве было холоднее, чем в Жиздре на 0,2–0,3 °С. В 1930–1960-х годах различия между ними в разные годы не превышали 0,2 °С, в последующие годы различия составляли менее 0,1 °С. Различия температуры в начале века объясняются более северным положением Москвы относительно Жиздры, а далее относительное повышение

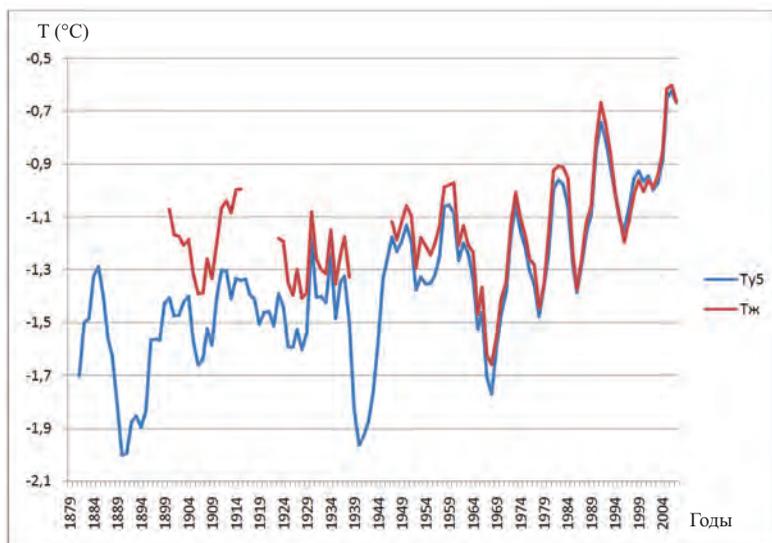


Рис. 2. Среднегодовая температура воздуха в Москве (Т_м) и в Жиздре (Т_ж), сглаженные значения по пятилетиям

температуры связано с интенсивным ростом мегаполиса Москва и его антропогенным влиянием на микроклимат Москвы.

Анализ графика температуры начиная с 1879 года показывает, что колебания температуры с периодами от 9 до 14 лет наблюдались всегда и происходили синхронно в Жиздре и Москве. Выразительные локальные минимумы температуры на графике (рис. 1) в 1898, 1940, 1968 гг. и затянувшийся локальный минимум в 1996–2002 гг., демонстрируют наличие других более длительных колебаний. В интервале 1898–1940 гг. было три волны изменения температуры примерно по 14 лет, в 1940–1968 гг. было две волны температуры по 14 лет, затем были волны через 10, 8, 10 и 14 лет. Колебания температуры в указанных волнах составляли от 0,4 до 0,9 °С. Приведенные сведения и исследования, выполненные ранее, показали, что колебания являются одним из основных свойств многолетних температурных рядов.

Колебания температуры воздуха являются отражением сложных колебательных процессов в климатической системе. Атмосферные преобразования не происходят изолированно, они являются составной частью изменений в климатической системе. Второй важной составляющей в климатической системе являются океаны. Отдельные элементы климатической системы могут накапливать и освобождать огромные количества энергии во временных масштабах от нескольких дней до столетий (океан и ледники) [3]. Атмосфера в сравнении с океаном является менее инертной и менее энергоемкой. Океан можно гипотетически рассматривать как возможный источник долгопериодных ритмов, задающих серии непериодических возмущений в атмосфере. При этом нельзя исключать из рассмотрения другие возможные источники ритмов в атмосфере, такие как колебания скорости вращения Земли, другие геодинамические факторы и внешние воздействия.

2. Проблемы статистического моделирования изменений климата

Все статистические методы метеорологических прогнозов построены на одном и том же общем принципе авторегрессии, который предполагает, что будущее состояние атмосферы определяется ее ближайшим состоянием в прошлом, точнее – определяется прошлым состоянием всей климатической системы и, возможно, внешними факторами [1].

Но на практике нет всего необходимого набора данных наблюдений за прошлым и настоящим состоянием климатической системы, нет даже обоснованного перечня всех необходимых данных. Современная система наблюдений и наши знания о состоянии всех компонентов климатической системы не позволяют уверенно идентифицировать одинаковые условия в прошлом по всем параметрам. Например, крайне недостаточно сведений о течениях и теплозапасах океана на глубинах. До сих пор нет ясности в вопросе о роли внешних космических факторов. Поэтому, строго говоря, мы не можем точно сказать, каким был предыдущий сезон и год, мы не знаем, какие и сколько предыдущих сезонов и лет определяют погоду текущего сезона и года. Например, неучтенный заранее выход теплых вод океана на поверхность один раз в 4–6 лет может значительно изменить температурно-влажностное состояние атмосферы на большой территории без связи с предыдущим сезоном.

Анализ, выполненный в [5], показал, что колебания в атмосфере проявляются в виде ритмов, у которых с течением времени изменяются период, амплитуда и фаза. Каждые 2–3 соседних колебания еще похожи между собой, а далее картина меняется. В классическом понимании такие колебания носят случайный характер. Однако можно заметить серии некоторых «случайных» колебаний, повторяющиеся через одинаковые промежутки времени [5]. Можно предположить, что имеется некоторый внешний периодический фактор, который задает серии неперiodических возмущений в атмосфере. Для поля температуры внешними факторами могут быть изменения общей циркуляции атмосферы, процессы взаимодействия атмосферы с океаном, изменения скорости вращения Земли [4], космические факторы.

Каждое внешнее воздействие первоначально передается в поле температуры через цепочку нелинейных преобразований и многофакторных зависимостей в климатической системе. Далее в атмосфере возникает серия автоколебательных процессов с набором составляющих, соответствующих местным и сезонным особенностям. Каждое последующее внешнее воздействие ритмически задает в атмосфере новую серию колебаний, которая, накладываясь на предыдущую серию, нарушает начальную фазу автоколебаний, создает биения и т.д. [5]. Интервалы времени между воздействиями не велики, на едва возникшие колебания

накладывается новое воздействие, и возникает новое колебание в новой фазе. Частая смена фазы не позволяет статистическими методами выявить гармонические составляющие серии вынужденных колебаний атмосферы. Увеличение интервала анализируемого ряда не позволяет найти периодичность из-за изменения начальных фаз составляющих. А если учесть, что внешнее воздействие на атмосферу представляет собой также набор колебаний разной природы и длительности, то выделение периодичностей в результирующих вынужденных колебаниях совсем становится невозможным.

Квазипериодические колебания потоков тепла океан–атмосфера многократно (с квазипериодом) запускают вынужденные затухающие колебания в атмосферных процессах. Каждый такой «толчок» извне сопровождается в атмосфере затухающими колебательными процессами на собственных резонансных частотах атмосферы. Периоды собственных колебаний в атмосфере определяются только свойствами общей и локальной циркуляции атмосферы и не связаны с периодами вынуждающих океанических квазиритмов. Каждый новый толчок порождает в атмосфере новую волну. Фаза новой волны в атмосфере не совпадает по фазе с волнами от предыдущих внешних воздействий. В результате происходит наложение друг на друга атмосферных волн циркуляции в разных фазах и с разной степенью затухания. В сумме получается, что периодические составляющие в возмущениях атмосферы есть, но со временем изменяются их фаза и амплитуда. Классические статистические методы не позволяют их выделить из-за короткого времени жизни.

Изложенные представления основаны на известных фактах и не являются новыми, но при особом подходе обладают важными прогностическими свойствами, которые ранее не учитывались.

Анализ показывает, что в реальности картина сложнее – существуют одновременно несколько ритмозадающих внешних процессов, это целая система ритмов от разных океанов или от разных частей одного океана. Не исключены также ритмические влияния других внешних факторов, таких как изменения скорости вращения Земли, солнечной активности, параметров межпланетного магнитного поля. Источники ритмов пока не исследовались подробно.

Каждый внешний по отношению к атмосфере ритмический процесс запускает в атмосфере свои затухающие колебания

с различными начальными фазами и амплитудами. Кажущаяся случайной суммарная картина, на самом деле, состоит из серии возмущений в атмосфере, следующих за каждым внешним толчком (ритмом). И такая серия атмосферных возмущений повторяется столько раз, сколько атмосфера получит однотипных толчков извне. Если найти периоды для всей системы запускающих ритмов, то можно прогнозировать еще одно повторение каждой серии возмущений от каждого внешнего ритма. Изложенные представления описаны более подробно в [5].

При выделении запускающих ритмов в атмосферных характеристиках дополнительную проблему создает годовой ход метеорологических величин. Годовой ход температуры на некоторой метеорологической станции – это не просто летом теплее, чем зимой, при изменении инсоляции. Зимой и летом погода на станции формируется разными воздушными массами, имеющими разное место происхождения, разные свойства и потому – разный набор ритмических составляющих, присущих району их формирования. Сезонные перестройки атмосферной циркуляции хорошо известны. Сезонные перемещения характерных границ каждой воздушной массы увлекают за собой присущую ей систему ритмов, а через год возврат на то же место воздушной массы может принести продолжение ритмических возмущений. Попытки в фиксированной географической точке найти продолжение одних и тех же колебаний в других сезонах бессмысленны. Арктические воздушные массы приносят в средние широты ритмы с Северного Ледовитого океана и, возможно, ритмы солнечной активности, некоторые составляющие которой имеют благоприятные условия для вторжения в атмосферу высоких широт. Воздушные массы, формирующиеся над Атлантикой или Тихим океаном несут с собой свои другие ритмы. Смена сезона сопровождается сменой всей системы ритмов на фиксированной станции, а продолжения прежних ритмов могут быть заметны только через год в одноименном сезоне. В результате последствия ритмов, однотипных по происхождению, нельзя наблюдать в атмосферных возмущениях круглый год в одной географической точке. На станции можно отслеживать последствия однотипных возмущений только дискретно, в одноименных сезонах. Поэтому поиск атмосферных ритмов на станции целесообразно проводить по многолетним рядам, построенным по наблюдениям в одноименные сезоны или одноименные месяцы.

Понимание роли сезонных перестроек атмосферной циркуляции в атмосферных ритмах в корне меняет подходы к статистическому анализу скрытых периодичностей.

3. Выделение скрытых ритмов

Впервые основы предлагаемого метода опубликованы Б.Г. Шерстюковым в соавторстве с А.А. Исаевым [6] и позднее в переработанном и усовершенствованном виде в [7, 8]. Метод построен на основе выделения рекуррентной серии возмущений в атмосфере, которая возникает и повторяется под влиянием гипотетических внешних (по отношению к атмосфере) квазипериодических возмущений.

Из всех составляющих климатической системы многолетние колебания наиболее заметно проявляются в параметрах океана. В системе океан – атмосфера океан служит инерционной средой, медленно накапливающей изменения. Атмосфера же представляет собой нестационарную часть, долгопериодная устойчивость которой поддерживается океаном. Колебательные процессы в океане (с выделением тепла в атмосферу или с его поглощением) носят сложный характер, суммарная картина которых тоже непросто поддается статистическому моделированию. Но, благодаря большой инерционности океана по сравнению с атмосферой, в океане существуют квазиритмы более длительные и более устойчивые, чем ритмы в атмосфере. Их моделирование на коротком интервале времени является более легкой задачей. Океанические квазиритмы и их влияние на атмосферу являются основной гипотезой для разработки методов прогноза многолетних колебаний в атмосфере. Даже если причина многолетней ритмической изменчивости в климатической системе другая, то расчетная часть метода от этого не изменяется. Метод основан на выделении квазиритмов независимо от их происхождения.

Ритм – это чередование каких-либо элементов, происходящее с определенной последовательностью. В природе существует полиритмичность. Однако многие из ритмов в климатической системе выражены слабо и обнаруживаются только при специальном анализе. При перестройках процессов могут возникать новые доминирующие ритмы, которых не было прежде. Суперпозиция ритмов обуславливает сложную форму временных рядов.

Со статистической точки зрения вынужденные колебания можно описать моделью периодической нестационарности (терминология из [2]). Периодические вынуждающие колебания в каждом периоде задают серию непериодических вынужденных возмущений. Принято считать, что временной ряд обладает периодической нестационарностью, если весь ряд и любой его отрезок не стационарны, но ряд делится на такие равные отрезки длительностью τ , при котором каждому значению метеовеличины на одном отрезке найдется равное или близкое ему значение через τ единиц времени в следующем отрезке:

$$t_1 \approx t_{\tau+1}; t_2 \approx t_{\tau+2}; t_3 \approx t_{\tau+3}; \dots t_\tau \approx t_{2\tau} \text{ и т.д.}$$

Известно, что во взаимодействии элементов климатической системы колебательные процессы бывают вынуждающие и вынужденные. Вынуждающие задают ритмы для серий возмущений вынужденных. На практике вынуждающие силы всегда неизвестны достоверно. По данным метеорологических наблюдений, мы имеем только серии вынужденных колебаний сложной формы. И по этим вынужденным колебаниям необходимо выделить период τ скрытых вынуждающих ритмозадающих колебаний. Если τ известно, тогда временной ряд температуры можно разбить на отрезки длительностью τ , где τ – период вынуждающих колебаний.

То есть при известном τ ряд можно разбить на несколько отрезков так, что каждому члену ряда t_i найдется равный или близкий ему член $t_{i+\tau}$, где τ – период вынуждающих колебаний. Серия значений t_1, t_2, \dots, t_n метеорологической величины (температуры) может быть любой сложности – периодической или непериодической с переменными фазой и амплитудой.

На практике, наоборот, период τ неизвестен, его приходится искать, перебирая все возможные значения, проверяя сходство возмущений в соседних отрезках временного ряда.

Работа начинается с поиска периода τ повторения серии непериодических возмущений метеорологических величин, которые являются следствием вынуждающих ритмов. Если найти период τ , через который серия непериодических колебаний повторяется, то вся сложная и «псевдослучайная» суммарная картина колебаний становится прогнозируемой далеко вперед (на τ , на 2τ и т.д.).

На основе общих положений метода далее приведено изложение его технического воплощения.

Пусть имеется временной ряд t длительностью N , не содержащий тренда. Тренд (линейный) исключался заведомо, вычисленный по всему временному ряду. Для целей прогноза удобнее весь ряд t разбивать на n отрезков длительностью τ начиная от конца ряда. После такого разбиения соответственные по номерам элементы этих отрезков суммируются и осредняются для получения осредненного эталона. Если номером l обозначить последний элемент ряда t и увеличивать номер в направлении к началу ряда, то будут получены отрезки по следующим элементам ряда: от t_1 до t_τ , от $t_{\tau+1}$ до $t_{2\tau}$, от $t_{2\tau+1}$ до $t_{3\tau}$ и так далее. По отрезкам составляется матрица $t_{i,j}$, в которой строками являются вышеупомянутые отрезки, а столбцами – соответственные элементы этих отрезков временного ряда.

Средние значения по n столбцам дают значения осредненного эталона длительностью τ .

$$\bar{T}_I(\tau) = (1/n) \sum_{j=1}^n t_{i,j}(\tau), \quad (1)$$

где I – принимает значения от 1 до n ;

j – принимает значения от 1 до τ ;

n – число отрезков длительностью τ ;

τ – длительность интервала, охватывающего совокупность возмущений;

Как правило, ритмы в атмосфере прослеживаются 2–3 раза и далее размываются, поэтому n не должно быть больше 3. Тогда членами осредненного эталона будут:

$$T_1 = (t_1 + t_{\tau+1} + t_{2\tau+1})/3;$$

$$T_2 = (t_2 + t_{\tau+2} + t_{2\tau+2})/3;$$

$$T_3 = (t_3 + t_{\tau+3} + t_{2\tau+3})/3;$$

$$T_4 = \dots$$

Температура воздуха может быть подвержена влиянию различных факторов с различными ритмами. Набор влияющих ритмов в каждой точке и каждом месяце непостоянный, поэтому ритмы первоначально задаются все возможные списком длительностью от 4 до $N/2$ лет. По каждому заданному периоду ритма вычисляются по формуле (1) осредненные эталоны отрезков ряда метеовеличины t . Для простоты изложения далее методику будем описывать

на примере трех периодов, хотя в каждом конкретном случае их число может быть разным и значительно больше. Три осредненных эталона обозначим $T(\tau_1)$, $T(\tau_2)$ и $T(\tau_3)$. Выбранные эталоны используются для построения модельных рядов $T_k(\tau_1)$, $T_k(\tau_2)$, и $T_k(\tau_3)$, где k – перебирает даты (перебирает элементы временного ряда T_k). Каждый модельный ряд составляется из периодического повторения эталона до достижения N членов (до достижения длительности исходного ряда). Последнее значение модельного ряда должно совпадать с концом эталона: $T_1(\tau_1)$, $T_2(\tau_1)$, ... $T_{\tau_1}(\tau_1)$, $T_{\tau_1+1}(\tau_1)$, $T_{\tau_1+2}(\tau_1)$... и т.д. до конца временного интервала исходного ряда. Продление модельного ряда еще на один интервал τ_1 дает прогностические значения первого модельного ряда. Аналогично строятся второй и третий модельные ряды из эталонов при τ_2 и τ_3 . Если эталонов больше, то по всем эталонам строятся модельные ряды, чтобы не пропустить ни одной составляющей полезного прогностического сигнала. Пока все построенные модельные ряды являются экспериментальными, большая часть из них не соответствует реально существующим ритмам в атмосфере, такие ряды необходимо отсеять. Это ключевой момент методики.

Отсевание необоснованных ритмов и их модельных рядов производилось на основе оценивания дисперсионным анализом вклада каждого испытуемого модельного ряда в общую дисперсию ряда. Полезным признавался тот модельный ряд, который объясняет большую долю общей дисперсии исходного ряда, чем содержится в остатках после вычитания этого модельного ряда. Остальные экспериментальные модельные ряды отсеивались. Оставшиеся наиболее значимые модельные ряды использовались далее в построении прогноза. Ритмы, на которых они построены, являются ритмической характеристикой состояния атмосферы в предпрогнозный период на заданной станции.

Все члены каждого модельного ряда от первого до N моделируют историю временного ряда, а $N + 1$ -й член модельного ряда является прогностическим значением для одной цикличности. Методом наименьших квадратов строится уравнение множественной регрессии исходного ряда наблюдений от всех полезных модельных рядов $\Gamma'(\tau_1)$, $\Gamma'(\tau_2)$ и $\Gamma'(\tau_3)$:

$$\Gamma'_k = a\Gamma'_k(\tau_1) + b\Gamma'_k(\tau_2) + c\Gamma'_k(\tau_3) + d. \quad (2)$$

Уравнение описывает текущие и предстоящие изменения значений временного ряда.

По уравнению (2) вычисляется ряд, который моделирует исходный ряд t . За прогностическое значение временного ряда T_k на дату $k = N + 1$ принимается значение T'_k при $k = N + 1$. Если временной ряд имел дискретность значений 1 год, то прогноз при $k = N + 1$ будет с годовой заблаговременностью, при $k = N + 20$ прогноз будет с двадцатилетней заблаговременностью.

Анализ существующих ритмов в атмосфере за последние 50–70 лет показал наличие в атмосфере ритмов около 6, 8, 12, 16, 17–18 и 35–37 лет. Задача прогноза климата сводится к прогнозу совокупности многолетних ритмов.

Модель изменений климата, построенная на основе ритмов, не учитывает трендовую составляющую изменений климата, поэтому с увеличением заблаговременности прогностических оценок растет ошибка.

Широко применяемые для прогностических оценок физико-математические модели имеют другие недостатки, они не описывают межгодовых колебаний климата на каждый конкретный год и дают только набор возможных значений межгодовых изменений температуры, не привязанных к конкретным годам. В результате возникают большие среднеквадратические ошибки. Полные гидродинамические модели климата описывают тенденции изменения температуры на несколько предстоящих десятилетий и даже столетий, но не дают правильного прогноза вариаций климата относительно общей тенденции. Кроме того, эти глобальные модели плохо описывают даже нормы региональных значений температуры, часто модельные нормы имеют сдвиги как результат недостаточно точного учета региональных особенностей климата.

Получается, что статистическая модель ритмов и обобщенная гидродинамическая глобальная модель климата имеют каждая не только свои недостатки, но и свои преимущества. Так как гидродинамическая модель лучше описывает тенденции долговременных изменений, чем статистическая модель ритмов, а модель ритмов лучше описывает погодичный климат, то целесообразно построить новую модель климата на основе статистической модели ритмов, в которой долговременные тенденции будут определяться по ансамблю физико-математических моделей.

4. О точности прогностических оценок климата

Проводились экспериментальные сверхдолгосрочные «прогнозы климата» с заблаговременностью до 20 лет. Здесь словами «прогноз климата» названы для краткости и далее будут называться прогностические оценки состояния климата, которые имеют прогностический смысл только при некоторых обобщениях по времени или пространству.

Испытывались три варианта прогнозов климата: ансамбль физико-математических моделей, статистическая модель и статистическая модель с дополнением трендов из ансамбля физико-математических моделей.

В качестве ансамбля моделей использовались результаты расчетов по трем атмосферно-океаническим моделям климата: CGCM2, HadCM3 и ECHAM4 по сценарию SRES A2. Существуют около 40 равновероятных сценариев развития общества и связанных с этим эмиссий парниковых газов, но до 2050 г. все сценарии дают весьма близкие оценки накопления парниковых газов, поэтому в данном случае выбор сценария накопления парниковых газов не имеет особого значения.

Данные о температуре воздуха по моделям CGCM2, ECHAM4, HadCM3 в исходном виде содержатся в узлах географической сетки, для каждой модели своя сетка. Для сравнимости все модельные данные были пересчитаны в узлы сетки $2 \times 2^\circ$. По каждому узлу отдельно для каждого месяца года вычислено модельное значение температуры путем интерполяции по окружающим четырем точкам. Так получены модельные данные CGCM2, ECHAM4, HadCM3 в единой системе географических координат.

Физико-математические модели не дают прогноз изменения климата, они лишь описывают набор возможных состояний климатической системы при воздействии на нее антропогенных факторов по заданному сценарию, который тоже является результатом прогноза. Вычисленные по моделям значения метеорологических величин можно использовать только в обобщенном виде, например в виде осредненных по времени или пространству величин.

Каждая модель имеет свои особенности и неточности в описании регионального климата. Получить оценки точности моделей для географической точки можно путем сравнения реальных и модельных значений в этой точке.

В работе использовались среднемесячные значения температуры воздуха по 8000 станциям Северного полушария Земли.

По узлам $2 \times 2^\circ$ вычислены средние за 16 лет месячные значения температуры (за 1990–2005 гг.), за те же годы вычислены средние месячные температуры по данным моделей и получены разности (из модельных значений вычтены значения, полученные из наблюдений на станциях, пересчитанные в узлы).

В табл. 1 показаны ошибки физико-математических моделей, обобщенные по всем узлам Северного полушария. Ошибки вычислены при использовании каждой модели отдельно – CGCM2, ECHAM4, HadCM3 – и еще для ансамбля из указанных моделей. Ансамблевые значения представляют собой средние из соответствующих значений по трем моделям.

Таблица 1

Среднеквадратические ошибки температуры ($^\circ\text{C}$)
в узлах сетки Северного полушария

Модель	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
CGCM2	5,7	5,4	4,9	4,6	4,2	3,4	3,1	3,1	3,1	3,7	4,8	5,5	–
ECHAM4	3,8	3,7	3,6	3,6	3,3	3,2	3,3	3,0	2,8	2,9	3,2	3,6	–
HadCM3	4,0	3,8	3,5	3,2	3,0	2,9	3,1	3,2	2,9	3,0	3,4	3,7	–
Ансамбль моделей	3,5	3,3	3,1	3,1	3,0	2,8	2,7	2,6	2,5	2,5	2,9	3,2	2,44
S*	3,2	3,0	2,5	1,9	1,5	1,4	1,3	1,3	1,3	1,8	2,4	2,9	2,0

* S – осредненное по всем станциям фактическое среднеквадратическое отклонение температуры.

Из таблицы видно, что ансамблевые значения дают меньшие ошибки, чем каждая модель отдельно, но их ошибки остаются больше фактического среднеквадратического отклонения температуры. Шум ансамбля физико-математических моделей остается выше естественного шума.

Точность статистической модели сильно зависит от набора установленных ритмов. На основе проведенных численных экспериментов установлено, что ритмы короче 6 лет не сохраняются 20 лет в неизменном виде, поэтому для поставленной задачи далее использовались только длительные ритмы (6 и более лет). Верхний предел длительности ритма 18 лет был определен экспериментально. Для его выделения необходимо не менее 36 лет фактических данных перед годом прогноза. Привлечение более

длительных рядов оказалось неэффективным. За пределами интервала 30–35 лет происходит существенное изменение структуры климата и его ритмических закономерностей, это не позволяет расширять временной интервал поиска прогностических ритмов и выявлять ритмы с длительностью более 18 лет.

В табл. 2 приведены оценки статистической модели на основе ритмов. Сопоставление показывает преимущества статистической модели, у нее ошибки всегда меньше фактического среднеквадратического отклонения температуры.

Т а б л и ц а 2

Среднеквадратические ошибки модельных значений
средней температуры воздуха (°C) за 1990–2005 годы

Модель	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год
Статистическая модель ритмов MR	2,0	2,3	1,5	1,4	1,3	1,1	1,2	1,2	1,0	1,3	1,2	1,2	1,2
S*	3,2	3,0	2,5	1,9	1,5	1,4	1,3	1,3	1,3	1,8	2,4	2,9	2,0

* S – осредненное по всем станциям фактическое среднеквадратическое отклонение температуры.

Сравнение ошибок статистической модели (табл. 2) с ошибками ансамбля физико-математических моделей (табл. 1) показывает явные преимущества статистической модели. При этом ошибки статистической модели во все месяцы и за год меньше естественного шума (меньше фактического среднеквадратического отклонения температуры, полученного по наблюдениям). Это означает, что статистическая модель информативна и пригодна для оценок будущего климата.

Далее исследовалась возможная заблаговременность прогноза колебаний климата. Пробные прогнозы составлялись с заблаговременностью от одного года до двадцати лет. При этом обнаружилось увеличение ошибки прогноза климата с увеличением заблаговременности. Ошибка возрастала из-за заниженного тренда, который давала статистическая модель. Короткий базовый период исходных данных модели позволяет лучше настроить модель на воспроизведение короткопериодных межгодовых колебаний климата, но трендовую составляющую на таком интервале лет установить не удастся. Поэтому следующим шагом усовершенствования статистической

модели было введение в модель трендов, которые дают ансамбль физико-математических моделей. Такое совмещение ритмов статистической модели и трендов физико-математических моделей позволило понизить рост ошибки прогноза климата с увеличением заблаговременности прогноза климата. На рис. 3 показаны результаты экспериментов по оценке точности прогнозов климата при разной заблаговременности на основе статистической модели с трендами от физико-математических моделей.

Среднеквадратическая ошибка возрастает с увеличением заблаговременности прогноза. До 15 лет (рис. 3) ошибка всегда меньше $1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ и, как правило, лежит в интервале $1,0\text{--}1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. На 20-й год среднеквадратическая ошибка составляет около $1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$. Ранее было показано, что естественная среднеквадратическая изменчивость среднегодовой температуры составляет $2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Это означает, что прогноз информативен с заблаговременностью до 20 лет.

Оценки точности погодичных прогнозов климата полушария показывают возможность составления обобщенных прогнозов климата с заблаговременностью до 20 лет, с точностью, превышающей другие модели. При этом ошибки прогнозов остаются меньше естественной межгодовой изменчивости.

На основании этого в следующем разделе выполнен фоновый прогноз возможных изменений климата Калужской области до 2030 года.

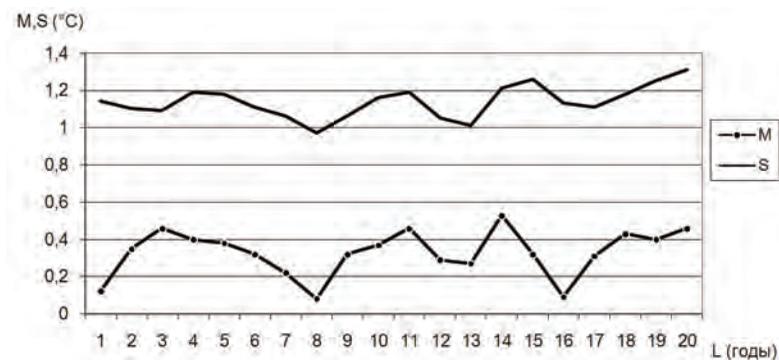


Рис. 3. Ошибки погодичного прогноза среднегодового значения температуры при различной заблаговременности прогнозов. Оценки по Северному полушарию (L – заблаговременность прогноза, M – средняя ошибка, S – среднеквадратическая ошибка)

5. Прогноз колебаний климата

Для вычислений использовалась статистическая модель климата на основе совмещения статистической модели ритмов и обобщенной физико-математической модели.

В табл. 3 и 4 приведены нормы и среднеквадратические отклонения температуры воздуха за период 1971–2000 гг. по месяцам (I–XII), за год и за холодное (ХП) и теплое (ТП) полугодия для каждой станции Калужской области. Известно, что на всем интервале с середины 70-х годов прошлого века и до настоящего времени температура повышалась и накапливалось превышение над нормой. Далее, в первую пятилетку (2011–2015 гг.) это превышение над нормой 1971–2000 гг. составит почти 2 °С. И в последующие пятилетия ожидается повышение температуры, но повышение будет не столь стремительным. За последующие двадцать лет (2011–2030 гг.) ожидается повышение среднегодовой температуры воздуха в Калужской области на 0,3–0,4 °С.

Таблица 3

Нормы температуры (°С) за 1971–2000 годы

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год	ХП	ТП
Спас-Деменск	-7,8	-6,9	-1,8	6	12,3	16	17,1	15,6	10,2	4,5	-1,7	-5,6	4,4	-3,2	12,9
Жиздра	-7,5	-6,9	-1,5	6,5	12,7	16,3	17,3	15,9	10,6	4,9	-1,3	-5,3	4,7	-2,9	13,2
Малоярославец	-8	-7,2	-1,7	6,1	12,7	16,6	17,7	15,9	10,4	4,5	-1,9	-5,9	4,5	-3,3	13,2
Калуга	-8,1	-7,5	-2,1	6	12,4	16,2	17,5	15,7	10,3	4,5	-1,9	-5,9	4,3	-3,5	13
Мосальск	-7,7	-7	-1,7	6,1	12,6	16,3	17,4	15,9	10,4	4,7	-1,7	-5,6	4,5	-3,1	13,1
Сухиничи	-7,9	-7,3	-2	6,2	12,7	16,4	17,5	16	10,6	4,6	-1,8	-5,8	4,5	-3,4	13,2

Таблица 4

Среднеквадратические отклонения температуры (°С) за 1971–2000 годы

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За год	ХП	ТП
Спас-Деменск	3,8	3,9	2,1	2,1	2,1	1,9	1,3	1,2	1,6	1,7	2,8	2,8	0,1	1,6	0,9
Жиздра	3,9	4,1	2,4	2,1	2,0	1,9	1,3	1,1	1,6	1,7	2,8	2,8	0,1	1,7	0,9
Малоярославец	3,8	3,9	2,1	2,1	2,2	2,1	1,5	1,3	1,7	1,9	2,8	3	0,1	1,6	1,0
Калуга	3,9	4,0	2,2	2,1	2	1,9	1,4	1,2	1,6	1,7	2,9	2,9	0,1	1,6	0,9
Мосальск	3,8	3,9	2,2	2	2,1	1,9	1,4	1,2	1,7	1,8	2,8	2,9	0,1	1,6	0,9
Сухиничи	3,8	3,9	2,3	2,1	2,2	2	1,4	1,3	1,7	1,8	2,8	2,8	0,1	1,6	1,0

Исследования проведены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и Правительства Калужской области (*проект № 11-05-97507*).

Литература

1. Багров Н.А., Кондратович К.В., Педь Д.А., Угрюмов А.И. Долгосрочные метеорологические прогнозы. Л.: Гидрометеоиздат. 1985. 247 с.
2. Жуковский Е.Е., Киселева Т.Л., Мандельштам С.М. Статистический анализ случайных процессов. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 406 с.
3. Перри А.Х., Уокер Дж.М. Система океан–атмосфера. Л.: Гидрометеоиздат. 1979. 194 с.
4. Сидоренков Н.С. Физика неустойчивостей вращения Земли. М.:Физматлит. 2002. 380 с.
5. Шерстюков Б.Г. Региональные и сезонные закономерности изменений современного климата. Обнинск: ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2008. 246 с.
6. Шерстюков Б.Г., Исаев А.А. Метод кратной цикличности для анализа временных рядов и сверхдолгосрочных прогнозов на примере характеристик отопительного периода в Москве // Метеорология и гидрология. 1999. № 8. С. 24–28.
7. Шерстюков Б.Г. Долгосрочный прогноз среднемесячной температуры воздуха на основе квазиритмов // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2003. Вып. 171. С. 9–50.
8. Шерстюков Б.Г. Долгосрочный прогноз месячной и сезонной температуры воздуха с учетом периодической нестационарности // Метеорология и гидрология. 2007. № 9. С. 14–26.

РАЙОНЫ ОДНОТИПНЫХ КОЛЕБАНИЙ КЛИМАТА НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Введение

Районирование территории по ее климатическим условиям (типизация или классификация климатов) проводилось неоднократно в разное время. Для климатов Земли известна классификация Кеппена, для территории бывшего СССР часто использовали классификации климатов Л.С. Берга и Б.П. Алисова [1, 2]. Каждая классификация проводилась по набору некоторых климатических признаков, без применения глубокой компьютерной обработки. Классификация помогала выделять главные особенности климатов по регионам, помогала в компактном виде представлять климатическую информацию и проводить исследования по изучению атмосферных процессов, создающих пространственные особенности. В эпоху изменений климата возникла задача поиска однородных климатических районов по другим признакам.

Изменения климата осложняются их пространственной неоднородностью. Выделить главные региональные особенности изменений можно путем объективной классификации рядов многолетних изменений климата и выделения районов однотипных изменений. При этом, согласно [2], районы должны разделяться границей на земной поверхности, вдоль которой особенности климатических изменений резко меняются. При районировании необходимо соблюдать два основных принципа: 1) различия внутри района должны быть меньше, чем различия между районами; 2) соблюдение целостности района. Второй принцип означает, что район не может разрываться, его территория должна быть очерчена замкнутой границей. Известно существование дальних связей, при которых сходные процессы могут происходить в двух удаленных районах, но они не объединяются общей границей и должны рассматриваться как разные районы.

Если ранее в упомянутых классификациях районирование проводилось по климатическим условиям местности, то теперь необходимо провести классификацию по особенностям изменений

климата местности. Границей между разными климатическими условиями часто является орографическая преграда или граница преобладающего разделения различных циркуляционных процессов. Границей между регионами с разными особенностями изменений климата могут оказаться как орографические преграды, так и зоны, разделяющие территорию по воздействиям разных факторов на региональный климат. Иногда следует учитывать, что границы климатических районов могут изменяться в разные эпохи в зависимости от временно сложившихся соотношений между разными факторами формирования регионального климата.

Научная ценность районирования заключается в том, что оно служит основой для логической и смысловой группировки информации по территории с целью выделения значимых региональных особенностей исследуемых процессов. В настоящей работе приводится районирование России по особенностям изменений климата. Районирование позволяет сгладить микроклиматические особенности и исследовать главные пространственные закономерности и причинно-следственные связи изменений климата. Предложенные подход и методика пригодны также для других заданных территорий и для районирования по другим метеорологическим характеристикам.

1. Исходные данные и методика объективного районирования

Районирование проводилось по данным среднегодовых погодичных значений температуры воздуха за период 1966–2009 гг. на метеорологических станциях России. Данные по 1600 станциям России подготовлены в отделе климатологии ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД».

Для изучения главных пространственных закономерностей изменения климата на территории России необходимо исключить микроклиматические особенности вблизи каждой станции и затем в пределах территории России определить границы районов с однотипными изменениями климата. Изменения в состоянии климата можно разделить на долгопериодные (тренды многолетнего хода температуры) и короткопериодные (отклонения погодичных значений температуры от тренда). Отклонения от тренда условимся называть колебаниями климата. Тренды и колебания климата могут иметь разную природу и разные пространственные особенности. Поэтому в зависимости от предмета исследований выбирается тот или иной вариант деления территории России на климатические районы.

Карты трендов температуры неоднократно приводились разными авторами в работах по анализу и мониторингу климата с выделением районов повышения и понижения температуры, поэтому в настоящей статье районирование по трендам не рассматривается. Здесь объективное районирование проводится по временным рядам отклонений от трендов. Таким образом, выделение районов проводится по однотипным колебаниям климата.

Районирование выполнено на основе метода объективной классификации, предложенного в работе [3], здесь описан его усовершенствованный вариант. Метод основан на анализе пространственных корреляционных связей временных рядов температуры.

Если тренды в рядах температуры относить к антропогенным изменениям климата, тогда отклонения от трендов можно рассматривать как естественные колебания климата.

Для анализа был получен ряд колебаний климата по каждой станции – ряд остатков после вычитания из исходного ряда значений линейного тренда за 1966–2009 годы. Далее ставилась задача при анализе всего многообразия колебаний климата на разных станциях России: выделить группы станций с подобными колебаниями климата, т.е. с колебаниями одного класса. Тогда территория, на которой происходили колебания одного класса, может быть названа климатическим районом. Несколько выделенных классов дадут несколько климатических районов со своими особенностями колебаний климата.

При любой классификации обобщение проводится на основе некоторой меры близости анализируемых данных и критерия принадлежности к одному классу колебаний климата на разных станциях. Группа станций, на которых колебания климата будут отнесены к одному классу, укажут границы климатического района. В данной методике в качестве меры близости использовался коэффициент корреляции между временными рядами. Такая мера позволяет находить ряды с однотипными по фазе и знаку колебаниями независимо от их амплитуды и нормы.

Районирование проводилось в две итерации.

Суть *первой итерации* заключалась в выделении станций, которые составят ядро каждого будущего района. А на второй итерации определялись границы распространения характерных колебаний климата, присущих станциям из ядра каждого района.

Анализ начинался с поиска центральной станции будущего 1-го района. Она определялась по перекрестным коэффициентам корреляции температурного ряда (ряда остатков) каждой испытуемой станции России со всеми остальными. Для каждой станции подсчитывалось количество станций, с которыми ее температурный ряд имел коэффициент корреляции r не меньше некоторого заданного значения r_1 ($r \geq r_1$, например $r_1 = 0,7$). За центральную станцию 1-го района принималась станция, которая собрала вокруг себя наибольшее количество станций с однотипными колебаниями среднегодовой температуры ($r \geq r_1$). В список станций ядра 1-го района включались все станции, имеющие с центральной станцией коэффициент корреляции $r \geq r_1$. Далее по станциям ядра 1-го района необходимо было получить осредненный температурный ряд колебаний климата в 1-м районе. Учитывая пространственную неоднородность распределения станций в пределах выделенного района, простое равновесное осреднение могло бы привести к систематическому сдвигу значений осредненного ряда в сторону норм той части района, в которой оказалась наибольшая густота станций. Поэтому по каждой станции сначала была вычислена норма N среднегодовой температуры за период 1966–2009 гг., и затем эта норма была вычтена из погодичных значений ряда среднегодовой температуры на станции. Таким образом, из исходных рядов были исключены постоянные климатические различия станций, не влияющие на многолетние колебания климата:

$$T_{i,j} = t_{i,j} - N_j,$$

где i – перебирает годы;

$t_{i,j}$ – погодичные значения температурного ряда на станции J ;

$T_{i,j}$ – нормированные погодичные значения температурного ряда на станции J ;

N_j – норма температуры на станции.

Осредненный температурный ряд колебаний климата в первом районе $e1(i)$ был вычислен по нормированным рядам температуры станций, составляющих ядро первого района:

$$e1(i) = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n T_{i,j},$$

где n – число станций в районе, i – годы.

$e1(i)$ является эталоном колебаний климата в 1-м районе после первой итерации (предварительный эталон). Из дальнейшего анализа исключались станции, вошедшие в ядро 1-го района, и станции вблизи ядра первого района (станции буферной зоны), имеющие коэффициент корреляции с центральной станцией первого района $r1 > r > r2$ ($r2 < r1$, например $r1 = 0,7$, $r2 = 0,5$). Поле пространственной корреляции температуры непрерывное, на территории России колебания температуры одного типа на некотором расстоянии плавно переходят в колебания другого типа, это затрудняет выбор критерия, по которому две близкие станции следует относить к разным климатическим районам. Введение буферной зоны позволяет на первой итерации выделять сначала только ядра будущих районов с различными особенностями колебаний климата и получать предварительные эталоны колебаний климата в этих районах.

Температурные ряды станций, составляющих ядро района, тесно связаны между собой. По мере удаления от этого ядра связь с температурными рядами других станций ослабевает и, начиная с некоторого расстояния, более удаленные станции уже не могут быть отнесены к анализируемому району, если они более тесно связаны со станциями из ядра соседнего района.

Следующий шаг классификации в первой итерации – выделение ядра 2-го климатического района по станциям, которые не вошли в ядро и буферную зону 1-го района. Этот анализ проводился по аналогии с выделением ядра 1-го района. Далее по рядам погодичных аномалий температуры, отнесенных к ядру 2-го района, был вычислен предварительный эталон 2-го района $e2(i)$.

Выделение ядра 3-го климатического района проводилось аналогично по станциям, которые не вошли в ядра и буферные зоны 1-го и 2-го районов. Аналогично выделялись все остальные районы, и по каждому району был вычислен предварительный эталон колебаний климата.

На *второй итерации* проводился анализ всех станций, включая станции из буферных зон, которые ранее не вошли в ядра районов на первой итерации классификации.

Имея полученные ранее предварительные эталоны температурных колебаний во всех районах, легко вычислить перекрестные коэффициенты корреляции температурных колебаний на каждой анализируемой станции с каждым из эталонов. Наилучшее сходство

с одним из эталонов указывает на принадлежность анализируемой станции к соответствующему району при условии, если коэффициент корреляции между ними не менее r_1 . Если ни с одним из эталонов ряд текущей станции не имел $r \geq r_1$, то такая станция исключалась из дальнейшего рассмотрения (не вошла ни в один из районов). После такой последовательной обработки полного списка станций России почти все они были приписаны к одному из районов – буферные зоны исчезли. По каждому району получен окончательный список станций с однотипными колебаниями климата. А средний ряд температуры по каждому уточненному списку станций района стал эталоном $Ek(i)$ второй итерации для колебаний климата соответствующего района с номером k :

$$Ek(i) = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m T_{i,j},$$

где m – число станций в районе на второй итерации;
 k – номер района.

2. Районы однотипных колебаний климата

Для выделения климатических районов однотипных колебаний климата по предложенной методике экспериментально были подобраны критерильные значения $r_1 = 0,7$ и $r_2 = 0,5$. При таких критериях выделилось 14 климатических районов на территории России с замкнутыми границами. Качество районирования оценивалось по соотношениям подобия колебаний внутри каждого выделенного района и различий в колебаниях климата между районами.

Классификация колебаний климата и выделение районов с однотипными колебаниями имеют смысл, если разброс колебаний внутри каждого из полученных районов меньше различий в колебаниях между районами.

Разброс колебаний внутри района определялся как среднеквадратическая разность между температурным рядом центральной станции района и всеми другими станциями этого района. А различия между районами оценивались по перекрестным среднеквадратическим разностям между температурными рядами центральных станций всех районов. Из табл. 1 видно, что различия колебаний климата внутри районов (строка 0) всегда

меньше, чем различия между выделенными районами (строки 1 – 14) – первый принцип районирования соблюдается. В некоторых работах для мониторинга изменения климата используются 6–7 районов на территории России без достаточных обоснований. Так, например, на сайте Института глобального климата и экологии <http://climatechange.igce.ru/> климатические обобщения выполняются по 6 районам России, которые авторы сайта без объяснений называют физико-географическими регионами. Во Всероссийском НИИ гидрометеорологической информации для мониторинга климата используют 7 районов России (сайт WWW.meteo.ru), которые получены на основе укрупненных районов Алисова.

Т а б л и ц а 1

Среднеквадратические различия колебаний климата внутри районов (строка 0) и перекрестные различия между районами в колебаниях климата (строки 1 – 14) по классификации при критериях 0,5; 0,7

№	Номер района													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
0	0,4	0,6	0,5	0,5	0,8	0,7	0,8	0,6	0,6	0,5	0,4	0,5	0,8	0,7
1	0,0	1,1	0,9	1,0	1,3	1,0	1,2	0,9	1,1	1,0	0,9	1,1	1,3	1,3
2	1,1	0,0	1,2	0,9	1,3	1,4	1,1	1,2	0,9	1,3	1,0	0,9	1,5	1,6
3	0,9	1,2	0,0	1,1	1,6	1,3	1,3	1,0	0,9	1,1	0,9	1,0	1,3	1,3
4	1,0	0,9	1,1	0,0	1,4	1,2	1,1	1,0	0,9	0,9	0,7	0,9	1,4	1,4
5	1,3	1,3	1,6	1,4	0,0	1,5	1,4	1,4	1,7	1,5	1,4	1,6	1,6	1,3
6	1,0	1,4	1,3	1,2	1,5	0,0	1,6	1,3	1,3	1,0	0,9	1,2	1,4	1,6
7	1,2	1,1	1,3	1,1	1,4	1,6	0,0	1,1	1,5	1,4	1,3	1,3	1,5	1,3
8	0,9	1,2	1,0	1,0	1,4	1,3	1,1	0,0	1,2	0,9	1,0	1,2	1,2	1,2
9	1,1	0,9	0,9	0,9	1,7	1,3	1,5	1,2	0,0	1,1	0,7	0,7	1,4	1,5
10	1,0	1,3	1,1	0,9	1,5	1,0	1,4	0,9	1,1	0,0	0,7	1,0	1,2	1,3
11	0,9	1,0	0,9	0,7	1,4	0,9	1,3	1,0	0,7	0,7	0,0	0,7	1,4	1,2
12	1,1	0,9	1,0	0,9	1,6	1,2	1,3	1,2	0,7	1,0	0,7	0,0	1,5	1,3
13	1,3	1,5	1,3	1,4	1,6	1,4	1,5	1,2	1,4	1,2	1,4	1,5	0,0	1,4
14	1,3	1,6	1,3	1,4	1,3	1,6	1,3	1,2	1,5	1,3	1,2	1,3	1,4	0,0

Сравнение границ районов для двух приведенных примеров показывает больше различий между ними, чем сходства. Если границы районов выбраны не совсем удачно, то часть региональных особенностей изменений климата ускользает при мониторинге, а оценки изменений занижаются. Учитывая важность вопроса, нами была сделана попытка методом объективной классификации свести районирование к 6–7 районам. Теоретически для уменьшения количества районов необходимо ослаблять критерии классификации – понижать критические значения меры близости внутри класса, но до тех пор, пока не будут нарушены основные принципы классификации, изложенные в начале статьи. Эксперименты показали, что при ослаблении критериев до $r_1 = 0,6$ и $r_2 = 0,4$ границы районов мало изменяются и количество районов не уменьшается. Но при этом некоторые станции одного класса появляются в разных частях России и не могут быть объединены одной общей границей – нарушается второй принцип районирования.

При дальнейшем ослаблении критериев до $r_1 = 0,5$ и $r_2 = 0,3$ количество районов уменьшается до восьми, но станции в районы группируются еще хуже, границы районов становятся размытыми. Между соседними районами появляются зоны, в которых хаотически присутствуют станции с разными типами колебаний. Кроме того, в удаленных частях России появляются станции, отнесенные к одному типу колебаний климата. Например, станции юга Западной Сибири и далекие станции верховья р. Лены при таких критериях относятся к одному классу и формально должны быть отнесены к одному району, но между Западной Сибирью и верховьем р. Лены обнаруживаются районы с колебаниями климата других классов. Ослабление критериев классификации не укрупняет районы, а разрушает классификацию. Из этого следует, что физико-географические и циркуляционные условия в разных частях России таковы, что их адекватное описание невозможно обобщениями по 6–7 районам. Еще более худшие результаты дает выбор границ климатических районов с привязкой к границам субъектов Федерации или федеральных округов.

Для анализа регионального климата и исследований пространственных особенностей колебаний климата целесообразно делить территорию России на 14 климатических районов, показанных далее на рисунке. Станции, входящие в один район, выделены значками одного типа, районы пронумерованы. Районирование выполнено по критериям близости $r_2 = 0,5$ и $r_1 = 0,7$.

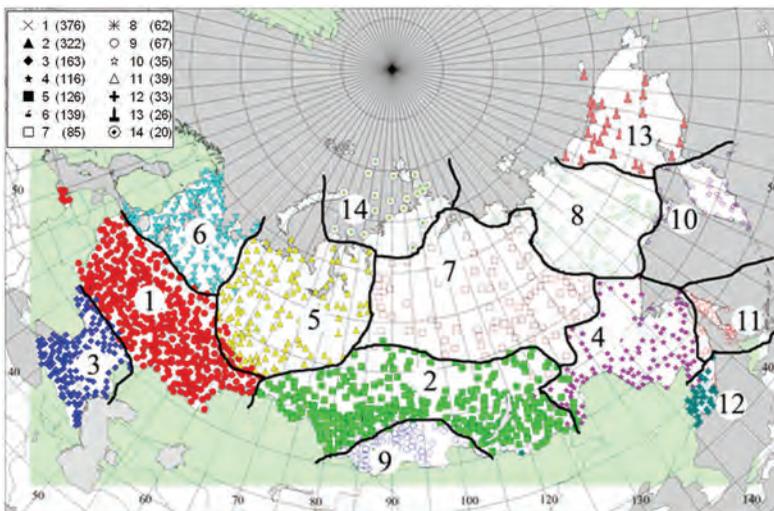


Рис. Районирование России по колебаниям климата. В легенде указаны номера районов и количество станций в каждом из них.

Каждый из районов характеризуется своими особенностями колебаний климата. В 14 районов вошло 89,9 % от всех станций, участвующих в классификации.

Сравнение различий внутри районов и между районами (табл. 1), а также целостность замкнутых границ этих районов показывает соблюдение первого и второго принципов районирования. Для дальнейшего описания введем наименования полученных климатических районов по их территориальной принадлежности (табл. 2).

В табл. 3 приведены коэффициенты корреляции между осредненными температурными рядами районов.

Из табл. 3 видно, что между соседними районами корреляция, как правило, выше, чем между удаленными. В отдельных случаях коэффициенты корреляции между соседними районами (корреляции между осредненными рядами-эталопами) могут превышать критическое значение меры близости 0,7, при которой проводилось районирование. Повышение корреляции объясняется гладкостью осредненных рядов по сравнению с рядами постанционных данных.

Таблица 2

Районы однотипных колебаний климата на территории России

№	Наименование района	Территориальное положение
1	Центрально-Европейский	Средние широты Европейской территории России и Южный Урал
2	Южно-Сибирский	Территория юга Сибири в долготном диапазоне 70–125° в.д, северная граница находится на 65° с.ш.
3	Южно-Европейский	Северный Кавказ и степи юга России
4	Амурский	Приамурье и юг Хабаровского края
5	Западно-Сибирский, северный	Западная Сибирь, севернее Тюмени
6	Североевропейский	Север Европейской части России
7	Среднесибирский	Территория Среднесибирского плоскогорья
8	Верхоянско-Черский	Район Верхоянского и Черского хребтов, побережье моря Лаптевых и Новосибирские острова
9	Саянский	Саяны
10	Камчатский	Камчатка и побережье Магаданской области
11	Сахалинский	О. Сахалин, прилегающее побережье Приморского и Хабаровского краев, Курильские острова
12	Приморский, южный	Юг Приморского края
13	Колымско-Чукотский	От р.Индигирка на восток до Чукотки
14	Таймырский	Острова северо-восточной части Карского моря, Таймыр, Северная Земля

Таблица 3

Коэффициенты взаимной корреляции колебаний климата
в различных климатических районах России

№	Номер района													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	1	0,5	0,74	0,51	0,64	0,79	0,45	0,47	0,34	0,27	0,41	0,32	0,3	0,22
2	0,5	1	0,27	0,74	0,57	0,29	0,77	0,31	0,71	0,11	0,37	0,62	0,19	-0,01
3	0,74	0,27	1	0,34	0,19	0,35	0,21	0,37	0,33	0,22	0,27	0,28	0,3	0,1
4	0,51	0,74	0,34	1	0,45	0,37	0,76	0,45	0,45	0,35	0,73	0,73	0,2	0,08
5	0,64	0,57	0,19	0,45	1	0,64	0,66	0,45	0,04	0,25	0,24	0,11	0,37	0,5
6	0,79	0,29	0,35	0,37	0,64	1	0,31	0,31	0,08	0,32	0,38	0,16	0,28	0,24
7	0,45	0,77	0,21	0,76	0,66	0,31	1	0,59	0,23	0,25	0,31	0,39	0,29	0,35
8	0,47	0,31	0,37	0,45	0,45	0,31	0,59	1	0,07	0,53	0,27	0,09	0,58	0,42
9	0,34	0,71	0,33	0,45	0,04	0,08	0,23	0,07	1	-0,01	0,33	0,64	0,1	-0,37
10	0,27	0,11	0,22	0,35	0,25	0,32	0,25	0,53	-0,01	1	0,44	0,16	0,47	0,16
11	0,41	0,37	0,27	0,73	0,24	0,38	0,31	0,27	0,33	0,44	1	0,69	0,1	0,08
12	0,32	0,62	0,28	0,73	0,11	0,16	0,39	0,09	0,64	0,16	0,69	1	-0,01	-0,22
13	0,3	0,19	0,3	0,2	0,37	0,28	0,29	0,58	0,1	0,47	0,1	-0,01	1	0,23
14	0,22	-0,01	0,1	0,08	0,5	0,24	0,35	0,42	-0,37	0,16	0,08	-0,22	0,23	1

Высокой является корреляция между соседними 2-м (Южно-Сибирский) и 7-м районами (Среднесибирский). Высокая корреляция также наблюдается между 2-м и 4-м (Амурский), 9-м (Саянский) и 12-м (Приморский, южный) районами. Несмотря на высокую взаимную корреляцию в колебаниях климата перечисленных районов, их нельзя объединять, так как среднеквадратические различия между температурными рядами этих районов больше, чем различия между рядами данных по станциям внутри районов (табл. 1). Выше отмечалось, что попытки уменьшения количества районов путем ослабления критериев классификации тоже не дали результата, так как при этом нарушается целостность районов.

Другой важной обнаруженной особенностью является заметная корреляция (положительная или отрицательная) колебаний климата в удаленных районах. Так, например, пара районов – 1-й (Центрально-Европейский) и 4-й (Амурский) – имеет высокий положительный статистически значимый коэффициент корреляции

($r = 0,51$). Но 1-й район занимает средние широты Европейской территории России и Южный Урал, а 4-й расположен на тех же широтах, но восточнее на 80° долготы и охватывает Амурскую область и юг Хабаровского края. Центральнo-Европейский и Амурский районы разделены сибирскими климатическими районами со своими особенностями колебаний климата, отличными от колебаний климата в Центральнo-Европейском районе.

8-й район (Среднесибирский) тоже имеет значимую высокую корреляцию с 1-м районом ($r = 0,47$), он находится на 90° долготы восточнее 1-го района и на 20° широты севернее него. Значимый коэффициент положительной корреляции ($r = 0,45$) наблюдается между удаленными районами 1-м и 7-м (Центральнo-Европейский и Среднесибирский).

Подобие колебаний климата в удаленных районах определяется глобальными циркуляционными процессами. Колебание характеристик общей атмосферной циркуляции атмосферы в некоторых районах может сопровождаться противоположными изменениями температуры. Отрицательный значимый коэффициент корреляции оказался между удаленными Саянским и Таймырским районами ($r = -0,37$) и слабый отрицательный коэффициент – между Приморским и Таймырским районами ($r = -0,22$). Фаза потепления в Саянах приходится на фазу похолодания на Таймыре и прилегающих островах восточной половины Карского моря и на Северной Земле.

Наличие дальних связей еще раз подтверждает, что колебания климата в разных климатических районах определяются общими глобальными циркуляционными процессами, которые создают волны тепла и холода во времени и в пространстве. Волны во времени составляют несколько лет, а в пространстве волна охватывает около $70-90^\circ$ долготы и около 20° широты. На одинаковых фазах этих волн возникают положительные корреляции, а на противоположных – отрицательные корреляции пространственно-временных колебаний климата.

Заключение

Объективный метод и строгие критерии районирования позволили разделить территорию России на 14 климатических районов на основе анализа колебаний во временных рядах. Выделенные районы и осредненные температурные ряды по этим

районам компактно представляют главные особенности колебаний регионального климата и дают большие возможности для анализа пространственно-временных закономерностей колебаний климата, для изучения причинно-следственных связей в климатической системе и за ее пределами, а также для мониторинга климата.

Литература

1. Алисов Б. П. Климат СССР. М.: Изд-во МГУ, 1956. 125 с.
2. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 568 с.
3. Шерстюков Б. Г. Региональные и сезонные закономерности изменений современного климата. Обнинск: ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2008. 246 с.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ РАЙОНЫ НА ТЕРРИТОРИИ ЕВРАЗИИ В ЗОНЕ ВЛИЯНИЯ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

Введение

Климат регионов определяется комплексом условий, таких как географическая широта места, атмосферная циркуляция, близость океана, рельеф местности и др. При схожих перечисленных условиях в пределах некоторых территорий складываются близкие климатические условия. Такие территории называют климатическими районами.

Районирование – это деление территории по некоторым признакам, характеризующим однородность внутри района и различия между районами. Признаки, по которым выделяются районы, могут быть различны по характеру, по широте охвата характеристик, по цели районирования. Более узким понятием является климатическое районирование территории. Климатическое районирование – разделение местности на регионы с более или менее однородными климатическими условиями.

Из многочисленных классификаций климатов для всего земного шара наиболее распространенной является классификация климатов Кеппена. Одной из получивших наибольшее признание схем климатического районирования нашей страны является районирование Б.П. Алисова [4]. В основу районирования [1] Б.П. Алисовым положены циркуляционные особенности регионов (циклоническая деятельность и перенос теплых и холодных воздушных масс) и особенности радиационного режима. При делении территории на климатические районы по характерным признакам необходимо выбирать количественные критерии, при которых различия признаков внутри района были бы меньше, чем между районами. За счет дальних связей могут обнаруживаться два или несколько удаленных участков на исследуемой территории с подобными признаками. Если между этими участками определяется район с другими свойствами, то такие территории нельзя обвести общей границей и рассматривать их следует как отдельные районы. Поэтому количественные критерии характерных признаков

необходимо выбирать так, чтобы связи между станциями внутри района были сильнее дальних связей.

Климатические районы обычно выделяются по осредненным многолетним данным. В условиях меняющегося климата актуальным становится климатическое районирование по условиям изменений климата. Во многих современных работах изучаются долгопериодные изменения климата, называемые обычно трендами. Разделение территории по признаку положительных и отрицательных трендов разной интенсивности и есть районирование по трендам. Самостоятельный интерес представляет собой районирование территории по короткопериодным изменениям – по колебаниям климата с периодами от нескольких лет до трех десятилетий. Границы районов однотипных трендов и районов однотипных колебаний климата не обязательно должны совпадать, так как причины их формирования могут быть различными. Так, например, тренды температуры воздуха, как известно, содержат антропогенную составляющую, а короткопериодные изменения климата, скорее, являются результатом естественных колебаний в климатической системе. Неоднородность в пространстве естественных факторов неустойчивости климата создает региональные особенности колебаний климата и формирует климатические районы с характерными свойствами. В настоящей работе выполнено климатическое районирование по подобию колебаний климата.

1. Исходные данные и метод выделения районов

Влияние Атлантики на атмосферу Евразии распространяется на, так называемый, первый естественный синоптический район (ЕСР), поэтому климатическое районирование проводилось в пределах ЕСР, который был задан границами территории по долготе от 40° з.д. до 100° в.д, а по широте от 20° с.ш. до северных границ континента. ЕСР – это значительная часть Северного полушария, в которой многие процессы в атмосфере обладают определенной обособленностью и могут изучаться в некоторой мере независимо от процессов в других частях Земли [3].

Весь анализ проводился по рядам среднегодовых значений температуры воздуха за 1966–2009 гг. на метеорологических станциях. Данные по станциям России взяты из фондов ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». По зарубежным станциям данные взяты с официального сайта NCDC <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/ncdc.html>

(версия 2), которые описаны в [9]. По территории Зарубежной Европы список станций расширен данными с европейского сайта <http://esa.knmi.nl/>. Описание европейских данных приведено в [7]. Из перечисленных источников в работе использовались данные станций только в пределах первого ЕСР. Использовались данные по 2491 станции.

Для того чтобы изучить главные пространственные закономерности изменения климата на территории первого ЕСР, необходимо исключить микроклиматические особенности вблизи каждой станции. Затем необходимо в пределах территории первого ЕСР определить границы районов с однотипными колебаниями климата (отклонения от тренда). Районирование произведено с помощью метода объективной классификации, предложенного в работе [5]. Метод основан на анализе пространственных корреляционных связей. Подробная методика использованного метода описана в [6], ниже даются лишь краткое описание сути и общие положения методики.

Из исходных рядов среднегодовых значений температуры воздуха на станции вычитались значения линейного тренда за период 1966–2009 гг. Дальнейший анализ проводился по отклонениям от тренда. Если тренды в рядах температуры отнести к антропогенным изменениям климата, тогда отклонения от трендов можно рассматривать как естественные колебания климата.

Ставилась задача выделения границ районов с однотипными естественными колебаниями климата. В пределах первого ЕСР колебания климата происходят согласованно на некоторых пространственных участках и отличаются на удаленных расстояниях. Задача сводится к выделению групп станций с климатическими колебаниями одного класса (типа). Если в результате анализа наблюдений на метеорологических станциях некоторой территории колебания климата окажутся одного класса, то эта территория будет принята за климатический район. Группа станций, на которых колебания климата будут отнесены к одному классу, укажут границы климатического района. Разделение территории ЕСР на несколько климатических районов даст общую картину районирования.

При любой классификации обобщение проводится на основе некоторой меры близости анализируемых данных и критерия принадлежности к одному классу колебаний климата на разных станциях. В настоящей работе в качестве меры близости использовался

коэффициент корреляции между временными рядами, такая мера позволяет независимо от амплитуды колебаний и нормы находить ряды с однотипными по фазе и знаку колебаниями.

Районирование проводится в две итерации.

Суть *первой итерации* заключалась в выделении станций, которые составят ядро каждого будущего района. А на второй итерации определялись границы распространения характерных колебаний климата, присущих станциям из ядра каждого района.

Анализ начинался с поиска будущего первого района. Центральная станция определялась по перекрестным коэффициентам корреляции температурного ряда (ряда остатков) каждой испытуемой станции первого ЕСП со всеми остальными. Для каждой станции подсчитывалось количество станций, с которыми ее температурный ряд имел коэффициент корреляции r не меньше некоторого заданного значения r_1 ($r \geq r_1$). За центральную станцию первого района принималась станция, которая собрала вокруг себя наибольшее количество станций с однотипными колебаниями среднегодовой температуры ($r \geq r_1$). В список станций ядра первого района включались все станции, имеющие с центральной станцией коэффициент корреляции $r \geq r_1$. Далее по станциям ядра первого района необходимо было получить осредненный температурный ряд колебаний климата в первом районе. Учитывая пространственную неоднородность распределения станций в пределах выделенного района, простое равновесное осреднение могло бы привести к систематическому сдвигу значений осредненного ряда в сторону норм той части района, в которой оказалась наибольшая густота станций. Поэтому по каждой станции сначала была вычислена норма среднегодовой температуры за период 1966–2009 гг., и затем эта норма была вычтена из погодичных значений ряда среднегодовой температуры на станции. Таким образом, из исходных рядов были исключены постоянные климатические различия станций, не влияющие на многолетние колебания климата.

Осредненный температурный ряд колебаний климата в первом районе был вычислен по нормированным рядам температуры станций, составляющих ядро первого района. Этот ряд рассматривается далее как предварительный эталон первого района.

Из дальнейшего анализа исключались станции, вошедшие в ядро первого района, и станции вблизи ядра первого района (станции буферной зоны), имеющие коэффициент корреляции

с центральной станцией первого района $r_1 > r > r_2$ ($r_2 < r_1$). Поле пространственной корреляции температуры непрерывное, на территории России колебания температуры одного типа на некотором расстоянии плавно переходят в колебания другого типа, это затрудняет выбор критерия, по которому две близкие станции следует относить к разным климатическим районам. Введение буферной зоны позволяет на первой итерации выделять сначала только ядра будущих районов с различными особенностями колебаний климата и получать предварительные эталоны колебаний климата в этих районах.

Температурные ряды станций, составляющих ядро района, тесно связаны между собой. По мере удаления от этого ядра связь с температурными рядами других станций ослабевает и начиная с некоторого расстояния более удаленные станции уже не могут быть отнесены к анализируемому району, если они более тесно связаны со станциями из ядра соседнего района.

Следующий шаг классификации в первой итерации – выделение ядра второго климатического района по станциям, которые не вошли в ядро и буферную зону первого района. Этот анализ проводился по аналогии с выделением ядра первого района. Далее по рядам погодичных аномалий температуры, отнесенных к ядру второго района, был вычислен предварительный эталон второго района.

Выделение ядра третьего климатического района проводилось аналогично по станциям, которые не вошли в ядра и буферные зоны первого и второго районов. Аналогично выделялись все остальные районы, и по каждому району был вычислен предварительный эталон колебаний климата.

На второй итерации проводился анализ всех станций, включая станции из буферных зон, которые ранее не вошли в ядра районов на первой итерации классификации.

Имея полученные ранее предварительные эталоны температурных колебаний во всех районах, легко вычислить перекрестные коэффициенты корреляции температурных колебаний на каждой анализируемой станции с каждым из эталонов. Наилучшее сходство с одним из эталонов указывает на принадлежность анализируемой станции к соответствующему району при условии, если коэффициент корреляции между ними не менее r_1 . Если ни с одним из эталонов ряд текущей станции не имел $r \geq r_1$, то такая

станция должна исключаться из дальнейшего рассмотрения (не вошла ни в один из районов). После такой последовательной обработки полного списка станций первого ЕСР буферные зоны должны исчезнуть. По каждому району получается окончательный список станций с однотипными колебаниями климата. А средний ряд температуры по каждому уточненному списку станций района становится эталоном второй итерации для колебаний климата соответствующего района.

2. Районы однотипных колебаний климата

Классификация колебаний климата проводилась по рядам среднегодовых значений температуры воздуха за 1966–2009 гг. на метеорологических станциях ЕСР. Экспериментально подобраны наилучшие критерии меры близости в методе объективной классификации: $r_1 = 0,7$, $r_2 = 0,5$. После обработки общее количество климатических районов в первом ЕСР оказалось 15. По каждому району получены список станций и многолетний температурный ряд, характеризующий колебания климата в этом районе за 1966–2009 гг.

На рис. 1. приведены результаты классификации по колебаниям климата (по отклонениям от трендов). Станции, входящие в один район, выделены одним цветом и значком одного типа. В легенде карты указаны номера выделенных районов и число станций, вошедших в соответствующий район.

Каждый из районов обладает своими особенностями колебаний климата. Эти колебания видны на графиках (рис. 2) изменения температуры, полученных осреднением температурных рядов на станциях в пределах каждого района. На рис. 2 видно, что на территории первого ЕСР имеется большое разнообразие в колебаниях климата. Амплитуда колебаний составляет около 4 °С.

Границы районов видны на карте рис. 1, а в табл. 1 описано их территориальное местоположение и даны их названия в зависимости от местоположения.

Названия районов даны по их физико-географической принадлежности к определенной территории. Так, например, 1-й район получил название Центрально-Европейский, занимая территорию в средних широтах Европейской территории России, и Южный Урал, а последний, 15-й район, назван Юго-Западным, так как охватывает Пиренейский п-ов, юго-западную часть Франции и

побережье северной Африки. В дальнейшем в работе условимся обозначать районы по этим названиям.

Подобие и различия колебаний климата в разных районах оценивались по коэффициентам взаимной корреляции (табл. 2).

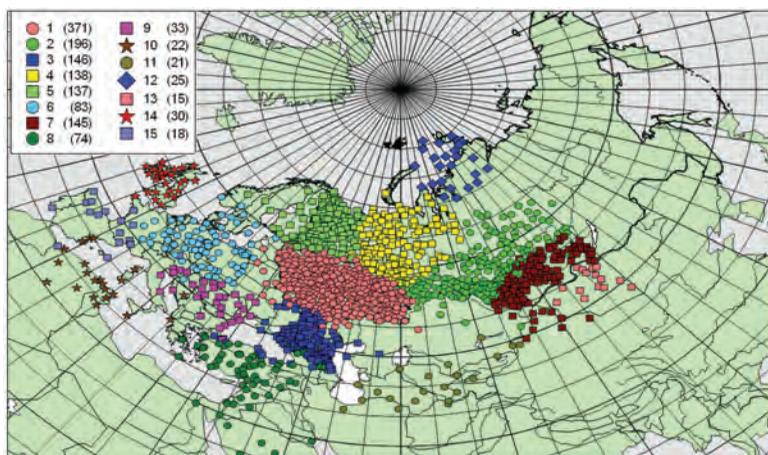


Рис. 1. Районы однотипных колебаний климата на территории первого ЕСП

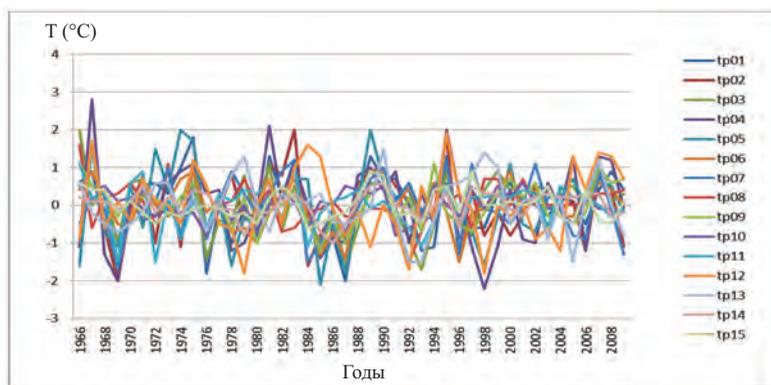


Рис. 2. Колебания климата по выделенным районам на территории первого ЕСП

Таблица 1

Районы однотипных колебаний климата
на территории первого ЕСР

№	Наименование района	Территориальное положение
1	Центрально-Европейский	Средние широты Европейской территории России и Южный Урал
2	Южно-Сибирский	Территория юга Сибири в долготном диапазоне 70–125° в.д, северная граница находится на 65° с.ш.
3	Южно-Европейский	Северный Кавказ и степи юга России
4	Западно-Сибирский, северный	Западная Сибирь, севернее Тюмени
5	Североевропейский	Север Европейской части России и Скандинавского полуострова
6	Западно-Европейский	В долготном диапазоне от нулевого меридиана до 25° з.д. Территория Западной Европы, в средних широтах от пролива Ла-Манш на западе до Карпат на востоке
7	Саянский	Горная территория Предбайкалья, Саяны, Алтай
8	Ближневосточно-Средиземноморский	П-ов Малая Азия, западная часть Закавказья, северная часть Аравийского п-ова и север Египта.
9	Среднеевропейский	Средняя Европа, от Апеннинского п-ова до Черного моря, в широтном диапазоне примерно от 40 до 50° с.ш.
10	Южный Средиземноморский	Территория африканского побережья и акватория Средиземного моря от побережья Испании до о-ва Сардиния в долготном диапазоне от нуля до 15° с.ш.
11	Туранский	Территория южнее Аральского моря до широты 35°. Туранская низменность
12	Таймырский	Острова северо-восточной части Карского моря, Таймыр, Северная Земля
13	Центрально-Монгольский	Территория центральной и западной Монголии
14	Английский	Острова Великобритании и Ирландия
15	Юго-Западный	Пиренейский п-ов и юго-западная Франция, побережье северной Африки

Таблица 2

Коэффициенты взаимной корреляции колебаний климата
в различных климатических районах первого ЕСР

№	Номер района														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
1	1	0,62	0,68	0,7	0,78	0,65	0,41	-0,08	0,6	0,05	0,31	0,23	0,11	0,44	0,14
2	0,62	1	0,27	0,59	0,38	0,45	0,82	-0,35	0,22	0,06	0,44	0,18	0,15	0,5	0,28
3	0,68	0,27	1	0,19	0,25	0,4	0,25	0,55	0,67	0,32	0,6	0,07	0,35	0,29	0,18
4	0,7	0,59	0,19	1	0,78	0,36	0,18	-0,31	0,23	-0,17	0,05	0,48	-0,19	0,27	-0,01
5	0,78	0,38	0,25	0,78	1	0,58	0,17	-0,37	0,43	-0,14	-0,16	0,22	-0,11	0,33	0,02
6	0,65	0,45	0,4	0,36	0,58	1	0,44	-0,15	0,74	0,27	0,12	0,04	0,03	0,69	0,4
7	0,41	0,82	0,25	0,18	0,17	0,44	1	-0,26	0,3	0,16	0,36	-0,18	0,4	0,44	0,36
8	-0,08	-0,35	0,55	-0,31	-0,37	-0,15	-0,26	1	0,28	0,46	0,33	-0,11	0,3	-0,18	0,02
9	0,6	0,22	0,67	0,23	0,43	0,74	0,3	0,28	1	0,36	0,23	-0,05	0,12	0,27	0,24
10	0,05	0,06	0,32	0,17	-0,14	0,27	0,16	0,46	0,36	1	0,41	-0,1	0,2	0,13	0,64
11	0,31	0,44	0,6	0,05	-0,16	0,12	0,36	0,33	0,23	0,41	1	-0,04	0,24	0,24	0,24
12	0,23	0,18	0,07	0,48	0,22	0,04	-0,18	-0,11	-0,05	-0,1	-0,04	1	-0,09	0,08	-0,19
13	0,11	0,15	0,35	0,19	-0,11	0,03	0,4	0,3	0,12	0,2	0,24	-0,09	1	0,17	0,17
14	0,44	0,50	0,29	0,27	0,33	0,69	0,44	-0,18	0,27	0,13	0,24	0,08	0,17	1	0,49
15	0,14	0,28	0,18	0,01	0,02	0,4	0,36	0,02	0,24	0,64	0,24	-0,19	0,17	0,49	1

Районы, имеющие между собой высокий коэффициент положительной корреляции, как правило, находятся рядом друг с другом. Колебания климата в соседних районах похожи, но их подобие ниже установленного критерия, поэтому они не вошли в один район. Также есть пары районов с высоким коэффициентом положительной корреляции, расположенных на большом расстоянии друг от друга. Такие районы нельзя объединить по причине их разобщенности. Высокая корреляция колебаний климата в удаленных районах является проявлением дальних связей в колебаниях климата. Ослабление критерия подобия позволило бы объединить некоторые соседние районы, но тогда пришлось бы и некоторые удаленные районы с дальними связями считать одним районом, а это недопустимо, так как тогда нарушился бы принцип неразрывности климатического района.

Сравнение различий колебаний климата внутри выделенных районов и между районами проводилось по среднеквадратическим отклонениям. По станциям внутри каждого района вычислялось среднеквадратическое отклонение колебаний температуры на станциях от эталона колебаний климата соответствующего района,

полученного в процессе районирования. А различия между районами оценивались по среднеквадратическим разностям между эталонами колебаний климата в разных районах.

В табл. 3 продемонстрированы среднеквадратические различия колебаний климата внутри районов (строка 0), а перекрестные среднеквадратические различия колебаний климата в 15 районах (строки 1 – 15). Различия внутри района оказались меньше, чем между районами. Исходя из этого можно заключить, что классификация выполнена успешно, а целесообразность деления территории на 15 районов объективна.

Таблица 3

Среднеквадратические различия колебаний климата
внутри районов и перекрестные различия между районами

№	Номер района														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
0	0,43	0,55	0,45	0,77	0,64	0,48	0,59	0,46	0,45	0,36	0,44	0,75	0,59	0,28	0,33
1	0	0,93	0,86	1,22	0,96	1,01	1,04	1,13	0,9	1,06	1,04	1,26	1,12	0,92	1,08
2	0,93	0	1,13	1,34	1,35	1,02	0,84	1,17	1,05	1,01	0,85	1,21	1,15	0,82	0,93
3	0,86	1,13	0	1,68	1,34	1,04	0,9	0,69	0,71	0,76	0,72	1,27	0,92	0,88	0,88
4	1,22	1,34	1,68	0	1,34	1,54	1,65	1,66	1,53	1,63	1,6	1,41	1,85	1,47	1,66
5	0,96	1,35	1,34	1,34	0	1,03	1,18	1,25	1,06	1,16	1,36	1,48	1,26	0,99	1,14
6	1,01	1,02	1,04	1,54	1,03	0	0,83	0,97	0,74	0,76	0,91	1,28	1,09	0,66	0,75
7	1,04	0,84	0,9	1,65	1,18	0,83	0	0,77	0,76	0,67	0,74	1,4	0,69	0,66	0,65
8	1,13	1,17	0,69	1,66	1,25	0,97	0,77	0	0,65	0,51	0,74	1,17	0,79	0,68	0,55
9	0,9	1,05	0,71	1,53	1,06	0,74	0,76	0,65	0	0,6	0,78	1,23	0,92	0,74	0,77
10	1,06	1,01	0,76	1,63	1,16	0,76	0,67	0,51	0,6	0	0,63	1,15	0,79	0,65	0,47
11	1,04	0,85	0,72	1,6	1,36	0,91	0,74	0,74	0,78	0,63	0	1,24	0,94	0,7	0,66
12	1,26	1,21	1,27	1,41	1,48	1,28	1,4	1,17	1,23	1,15	1,24	0	1,4	1,17	1,14
13	1,12	1,15	0,92	1,85	1,26	1,09	0,69	0,79	0,92	0,79	0,94	1,4	0	0,81	0,84
14	0,92	0,82	0,88	1,47	0,99	0,66	0,66	0,68	0,74	0,65	0,7	1,17	0,81	0	0,43
15	1,08	0,93	0,88	1,66	1,14	0,75	0,65	0,55	0,77	0,47	0,66	1,14	0,84	0,43	0

Из табл. 2 видно, что высокие значения положительной корреляции наблюдаются между осредненными рядами соседних 1-го (Центрально-Европейского) и 5-го (Североевропейского) районов, коэффициент корреляции $k = 0,78$. Также высокая корреляция наблюдается между близкими 4-м и 5-м районами ($k = 0,78$). На рис. 3 показаны колебания климата в этих районах.

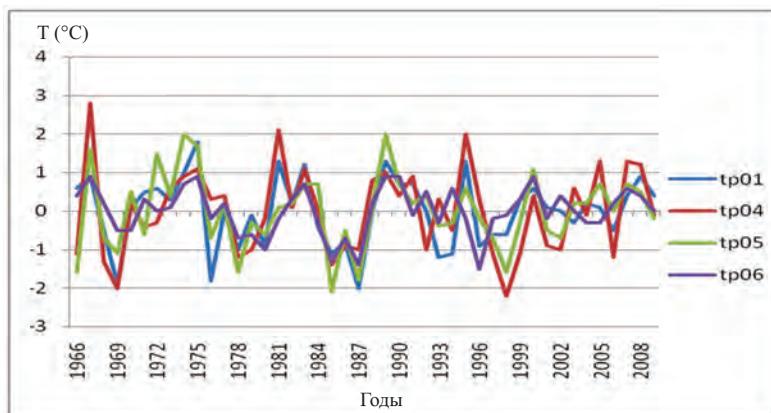


Рис. 3. Колебания климата в 1, 4, 5 и 6-м районах

Районы схожи по колебаниям климата в связи с макропроцессами, определяющими состояние атмосферной циркуляции, но некоторые региональные различия не позволяют сделать укрупнение районов.

Боле важной особенностью является схожесть в колебаниях климата, удаленных друг от друга районов. Так, например, 4-й (Западно-Сибирский) и 6-й (Западно-Европейский) районы имеют между собой значимый положительный коэффициент корреляции ($r = 0,36$). Расстояние между этими двумя районами составляет приблизительно 2500 км. Также значимый коэффициент корреляции имеют пара районов 4-й (Западно-Сибирский) и 14-й (Английский); несмотря на дальнее расположение между собой, районы, разделенные по долготе расстоянием в 50° , имеют хорошую связь ($r = 0,27$). Также высокий положительный коэффициент корреляции ($r = 0,36$), имеют 15-й район (Юго-Западный) и 7-й (Саянский), разделенные по долготе расстоянием в 75° . 14-й район (Английский) имеет еще больший положительный коэффициент корреляции ($r = 0,44$) с 7-м районом. 7-й район находится на 80° восточнее 14-го района. На рис. 3. показаны колебания климата в указанных районах.

На рис. 4 видно, что практически каждое колебание в 14-м районе повторяется и в 7-м. Подобие колебаний климата различных районов на столь большом расстоянии обуславливается единым механизмом глобальных макроциркуляционных процессов. Состояние атмосферной циркуляции может приводить к появлению

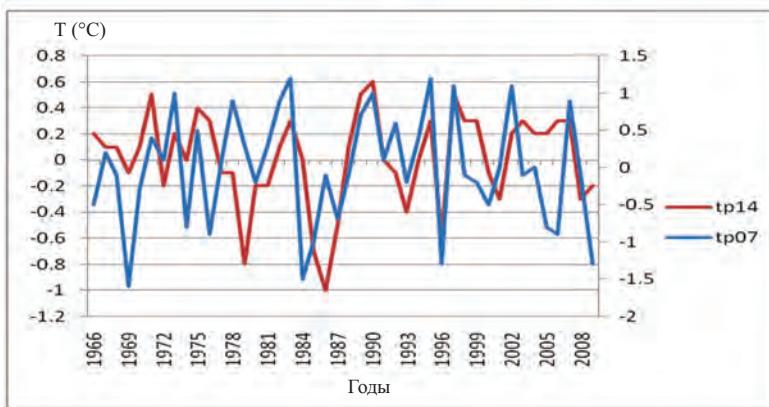


Рис. 4. Колебания климата в 7-м и 14-м районах

устойчивых дальних связей между колебаниями климата в различных районах, расположенных далеко друг от друга.

Помимо положительной связи, в колебаниях климата некоторых удаленных районов обнаружилась отрицательная связь. Так между удаленными 2-м (Южно-Сибирским) и 8-м (Ближневосточно-Средиземноморским) районами обнаружился отрицательный коэффициент корреляции $r = -0,35$, а также между 5-м (Североевропейским) и 8-м (Ближневосточно-Средиземноморским) районами отрицательная корреляция $r = -0,37$. Также значимые отрицательные коэффициенты корреляции имеют пары 8-й и 4-й ($r = -0,31$) и 8-й и 7-й ($r = -0,26$) районы. Колебания климата в Южно-Сибирском и Северо-Европейском районе происходят в противоположной фазе с колебаниями климата Ближневосточно-Средиземноморского района.

Формирование дальних связей как положительных, так и отрицательных обусловлены процессами общей циркуляции атмосферы, которая создает волны в колебаниях климата. Наличие дальних связей еще раз подтверждает, что колебания климата в разных климатических районах определяются общими глобальными циркуляционными процессами, которые создают волны тепла и холода во времени и в пространстве.

3. Циркуляционные условия формирования климатических районов

Итак, полученные данные говорят о том, что территория первого ЕСР имеет большое разнообразие в колебаниях климата. Северная Атлантика – район активного взаимодействия океана и атмосферы, определяющего мягкий климат Европы и Европейской части России. Динамика и интенсивность циркуляции атмосферы над Северной Атлантикой заметно влияет на колебания климатических параметров на территории всего первого ЕСР. Существуют два наиболее важных показателя состояния атмосферной циркуляции в Северной Атлантике – это Североатлантическое колебание (NAO) и Арктическое колебание (АО). Североатлантическое колебание – это устойчивые противоположные по фазе колебания атмосферного давления с многомесячной цикличностью на севере и на юге северного Атлантического океана (Исландия – Азорские острова). При повышении давления вблизи Азорских островов происходит его понижение в районе Исландии и наоборот [8]. Североатлантическое колебание характеризуется первой эмпирической ортогональной функцией для поля атмосферного давления на уровне моря в Атлантическом секторе. Существует другая версия колебаний давления – АО, относящаяся к Арктике [10]. Арктическое колебание характеризуется первой эмпирической ортогональной функцией для поля атмосферного давления на уровне моря внетропической части Северного полушария к северу от 20°. Колебания индексов NAO и АО связаны между собой. Наиболее сильно колебания заметны в зимние месяцы. Они показывают влияние Атлантики на климат в Европе, а также и в более отдаленных районах.

На рис. 5 показаны колебания индексов NAO и АО по данным [8, 10] за период с 1966 по 2009 год.

Рис. 5 демонстрирует тесную связь в колебаниях индексов NAO и АО, видно, что Арктическое и Североатлантическое колебания происходят почти синхронно ($r = 0,69$). На рис. 6 показаны графики колебаний индекса NAO и аномалий температуры в 6-м районе, коэффициент корреляции между ними ($r = 0,33$) показывает синхронность колебаний температуры 6-го района с изменением индекса Североатлантического колебания. 6-й район занимает территорию западной Европы. С индексом Североатлантического колебания наблюдается высокая корреляция колебаний климата в 5-м (Североевропейском) районе ($r = 0,40$). Влияние Атлантики

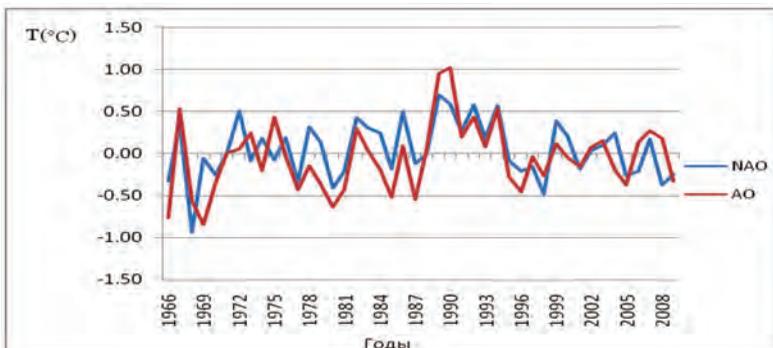


Рис. 5. Арктическое и Североатлантическое колебания

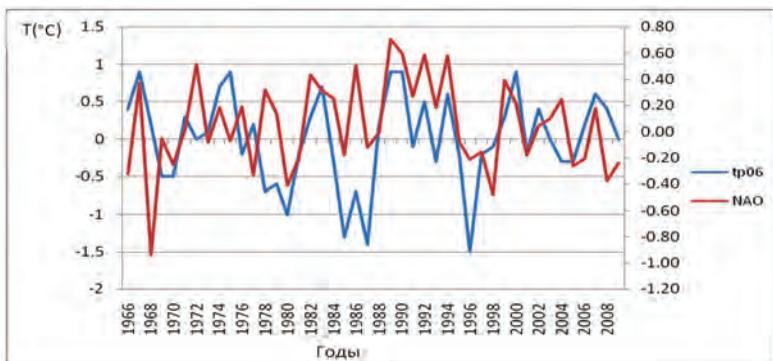


Рис. 6. Колебания климата в 6-м районе и индекса NAO

можно обнаружить и в более удаленных районах первого ЕСР, но по мере удаления от океана эта связь ослабевает по сравнению с районами, находящимися в непосредственной близости от побережья.

Для некоторых районов, далеких от Атлантики, обнаруживаются значимые отрицательные коэффициенты корреляции между колебаниями климата и колебаниями североатлантического и арктического индексов. Так, например, для 8-го района коэффициент корреляции температуры с NAO $r = -0,42$.

Рис. 7 демонстрирует противофазные колебания индекса NAO и колебаний климата 8-го (Ближневосточно-Средиземноморского) района.

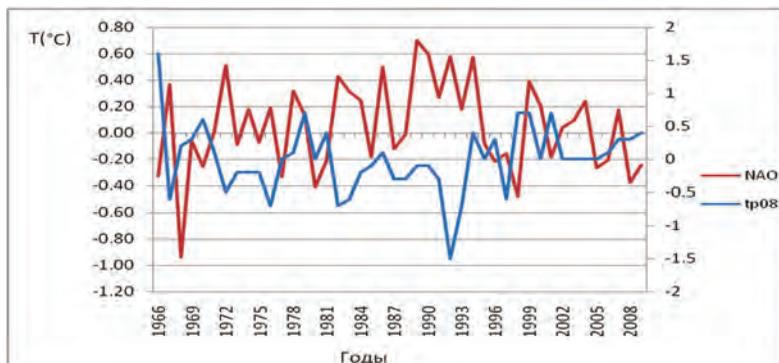


Рис. 7. Колебания климата в 8-м районе и индекса NAO

8-й район удален и от побережья Атлантического океана, и от Северного Ледовитого. Наличие дальних связей в системе океан – атмосфера, как положительных, так и отрицательных, показывает, что колебания климата на территории первого ЕСР в значительной мере связано с процессами в океане. Распространение влияния океана на всю территорию ЕСР возможно посредством изменения атмосферной циркуляции во всем рассматриваемом районе. В таком случае возможные причины колебаний климата необходимо искать во взаимосвязи системы океан – атмосфера.

Влияние Атлантики на довольно большую территорию Евразии обусловлено устойчивым западным переносом, характерным для умеренных широт, который способствует проникновению влияния Североатлантического колебания в глубь материка. Арктическое колебание будет также влиять на данную территорию с севера. Влияние Арктики проявляется при вторжении арктического воздуха в глубь материка, а также путем смещения траектории атлантических циклонов. Взаимосвязь процессов в Арктике и Атлантике влияют на колебания климата всего первого ЕСР.

При каждом определенном состоянии атмосферной циркуляции влияние океана на определенные области усиливается либо ослабевает, тем самым создавая большие пространственные отличия в аномалиях температуры на территории первого ЕСР.

4. Климатические районы в сравнении с классификациями Б.П. Алисова и Г.Я. Вангенгейма

Районирование, полученное с помощью метода объективной классификации, имеет некоторые сходства с районами по классификации Б.П. Алисова (в пределах России). Сравним две классификации. Рис. 8 демонстрирует сходства и различия объективной классификации с районированием Б.П. Алисова.

Сравнение двух классификаций начнем с анализа их сходства. 12-й (Таймырский) район соответствует Атлантической области арктического пояса Б.П. Алисова, совпадая полностью с ней в границах. 7-й (Саянский) район также находит соответствие области Б.П. Алисова – Горный Алтай и Саяны.

Дальше больше различий, чем сходства. 5-й объективный район (Североевропейский) разделен на три области по классификации Б.П. Алисова (5, 8а и 9а). На 1-й район (Центрально-Европейский) приходится южная часть 9-й области Б.П. Алисова (9б и 9г), а также часть области 14б Б.П. Алисова. 3-й (Южно-Европейский) район частично попадает в области Б.П. Алисова с номерами 14а, 14в, 17 и 18. 4-й район (Западно-Сибирский, северный) поделен областями Б.П. Алисова (5, 8б, 9в, 9г, 10а, 10б).

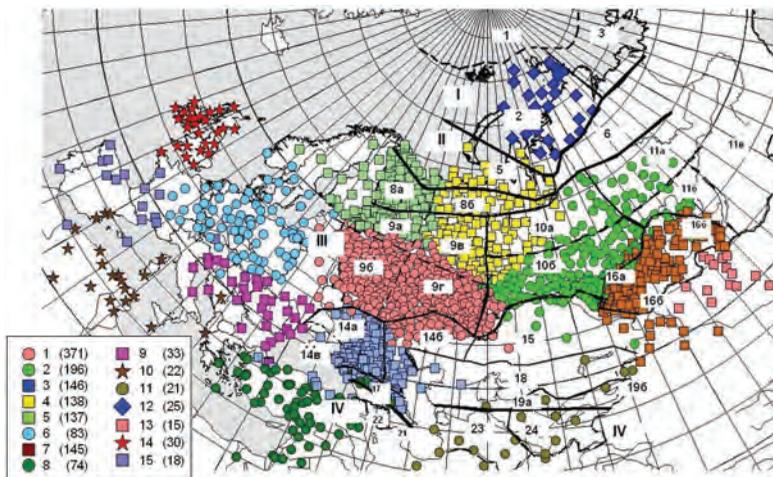


Рис. 8. Схема расположения районов Б.П. Алисова и колебания климата первого ЕСР

Здесь просматривается важная особенность. В классификации Б.П. Алисова Уральские горы являются границей климатических областей, а в районах колебаний климата Уральские горы не являются границей районов. Так, например, Западно-Сибирский северный объективный район охватывает Предуралье и Зауралье. На 2-й (Южно-Сибирский) объективный район приходится частично 10а, 10б, 11а, 11б и 15-я области Б.П. Алисова.

В классификации Б.П. Алисова в основу выделения климатических областей положены особенности атмосферной циркуляции и радиационного режима, а климатические границы проведены по различиям в типе почвенно-растительного покрова. Характеристики почвенно-растительного покрова использовались, скорее, как индикаторы климатических различий, но индикаторами колебаний климата они не являются. Колебания климата, по подобию которых выполнялось объективное районирование, как оказалось и было показано выше, определяются колебательными процессами в Атлантике и производными колебаниями в атмосферной циркуляции всего первого ЕСР.

В связи с выводами о роли атмосферной циркуляции было выполнено сравнение полученных районов с положениями гребней и ложбин в атмосферной циркуляции по классификации Г.Я. Вангейгейма [2, 3].

На рис. 9 схематично показано расположение высотных гребней (АТ500) и ложбин при макропроцессах С (сплошная линия) и Е (пунктирная линия) в первом ЕСР.

Действительно, в расположении районов и их взаимных корреляций с расположением высотных гребней и ложбин обнаруживается тесная связь, проявляющаяся в распределении наибольших положительных и отрицательных коэффициентов корреляции колебания климата районов. Распределение максимальных коэффициентов корреляции между соседними районами вполне понятно вследствие одной стадии развития атмосферной циркуляции на сопредельных территориях. Так пара соседних районов 15-й (Юго-Западный) с 14-м (Английским) имеет коэффициент положительной корреляции $r = 0,49$. Соседние 14-й (Английский) и 6-й (Западно-Европейский) районы имеют между собой коэффициент положительной корреляции $r = 0,69$, а 6-й с 1-м $-r = 0,44$. С увеличением расстояния коэффициент корреляции должен уменьшаться, но между парой удаленных районов 14-м (Английским) и 2-м

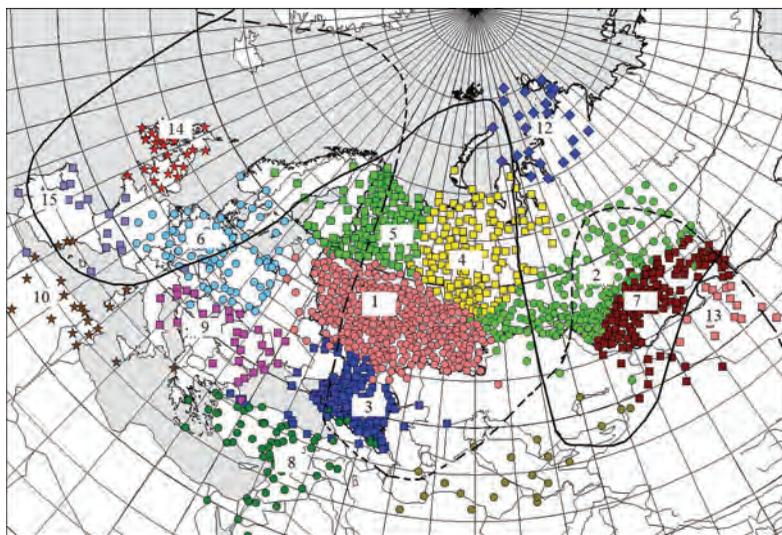


Рис. 9. Схема положения высотных гребней (AT500) и ложбин при макропроцессах С (сплошная линия) и Е (пунктирная линия) по классификации Г.Я. Вангенгейма первого ЕСР

(Южно-Сибирским) коэффициент взаимной корреляции $r = 0,50$, то есть даже больше, чем между парой соседних районов (14-м и 1-м), хотя расстояние между районами составляет по широте около 60° . На карте (рис. 9) видно, что 14-й (Английский) и 2-й (Южно-Сибирский) районы находятся примерно в одной фазе волны формы С меридиональной циркуляции атмосферы. Аналогия также наблюдается для пары районов 15-й (Юго-Западный) и 7-й (Саянский) с высоким положительным коэффициентом корреляции между собой, расположенных в ложбинах формы С атмосферной циркуляции.

Местоположение районов с отрицательными коэффициентами корреляции колебаний климата также находит объяснение с учетом форм циркуляции атмосферы. Так, например, между 12-м (Таймырским) и 7-м (Саянским) районами обнаружена отрицательная корреляция ($r = -0,18$), а между 12-м и 15-м $r = -0,18$. В каждой паре указанных районов вблизи одного из них располагается гребень, а вблизи другого – ложбина по классификации Г.Я. Вангенгейма.

Таким же образом обнаруживается зависимость знака корреляции дальних связей между другими районами.

В целом, распределение отрицательных корреляций между районами первого ЕСР, так же как и положительных, находит аналогию с формами циркуляции атмосферы.

Наибольшие коэффициенты корреляции соответствуют дуге движения воздушных масс вдоль планетарной высотной фронтальной зоны. Высокие положительные коэффициенты корреляции колебаний климата наблюдаются между районами вблизи гребней, а также между районами вблизи ложбин. Отрицательные коэффициенты корреляции колебаний климата наблюдаются между районами, один из которых вблизи гребня, а другой вблизи ложбины. То есть в одинаковых фазах волн появляются положительные взаимные корреляции, а в противоположных фазах – отрицательные корреляции в колебаниях климата.

Основные результаты

1. На территории первого ЕСР выделены главные временные особенности колебаний климата и их региональные различия. Объективная классификация колебаний выявила 15 типов региональных особенностей колебаний климата, определены границы районов однотипных колебаний климата.

2. Выявлены положительные и отрицательные дальние связи в колебаниях климата, знак которых определяется характерными особенностями атмосферной циркуляции над различными районами.

3. Колебания климата в первом ЕСР находятся в тесной зависимости от Североатлантического и Арктического колебаний. Естественные механизмы, поддерживающие колебания климата в первом ЕСР, наряду с увеличением антропогенного эффекта, ничуть не ослабевают, а по амплитуде значительно превышают трендовые изменения.

4. Результаты проведенного исследования отражают основные особенности колебания климата на территории первого ЕСР, являются попыткой оценить масштабы влияния на климат естественной составляющей, наряду с усилением антропогенного увеличения парникового эффекта.

5. Выделенные границы климатических районов объективно отражают пространственные различия колебаний климата в первом

ЕСР. Полученное районирование может быть использовано для мониторинга и исследований естественных колебаний климата первого ЕСР.

Литература

1. Алисов Б. П. Климат СССР. М., 1956. 126 с.
2. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики // Труды Аркт. науч.-исслед. ин-та. 1952. Т. 34. 314 с.
3. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов. Л.: Гидрометеоздат, 1974. С. 26–28.
4. Хромов С. П., Мамонтова Л. И. Метеорологический словарь. Гидрометеоздат. Л, 1974. 568 с.
5. Шерстюков Б. Г. Региональные и сезонные закономерности изменений современного климата. Обнинск: ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2008. 246 с.
6. Шерстюков Б. Г., Салугашвили Р. С. Объективное районирование России по изменениям и колебаниям климата // Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». Вып. 176 (ст. в наст. сб.).
7. E. J. Klok and A. M. G. Klein Tank. Short Communication Updated and extended European dataset of daily climate observations // International Journal of Climatology. (2008). Published online in Wiley InterScience. (www.interscience.wiley.com) DOI: 10.1002/joc.1779.
8. Jones PD, Jonsson T, Wheeler D (1997) Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations... // International Journal of Climatology. 17. 1433–1450.
9. Peterson T., Vose R., Schmoyer R. and Razuvaev V. Global historical climatology network (GHCN) quality control of monthly temperature data // International Journal of Climatology. 18. 1169–1179 (1998).
10. Thompson DWJ, Wallace JM (1998) The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // Geophysical Research Letters. 25. 1297–1300.

КРИТЕРИИ ЭКСТРЕМАЛЬНОСТИ СКОРОСТИ ВЕТРА НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Введение

На территории России, обладающей чрезвычайно большим разнообразием климатических условий, встречаются более 30 видов опасных гидрометеорологических явлений (ОЯ), за которыми Росгидромет ведет регулярные наблюдения с целью их обнаружения и прогнозирования. К ним относятся те явления, интенсивность которых превышает критические значения, установленные для данного района или сезона.

Сильный ветер является одним из самых опасных метеорологических явлений для различных отраслей экономики и инфраструктуры. При сильном ветре прекращаются погрузочно-разгрузочные работы, наблюдаются перехлестывание и обрывы проводов, что приводит к нарушению электроснабжения, сильный боковой ветер нарушает работу аэропортов. Кроме того, 25,1 % всех ОЯ и НУП* (см. рис. 1) приходится на опасные гидрометеорологические явления, относящиеся к ветровой группе (сильный ветер, ураган, шквал, смерч, пыльные бури).

До 2008 года для всей территории России существовали единые критерии опасных явлений по ветру, хотя скорость ветра в значительной степени зависит от рельефа и характера подстилающей поверхности. В 2008 году утвержден новый РД 52.88.699–2008, в соответствии с которым «очень сильный ветер» считается опасным природным явлением при достижении скорости при порывах не менее 25 м/с или средней скорости не менее 20 м/с; на побережьях морей и горных районах при достижении скорости при порывах не менее 30 м/с (критерии ОЯ устанавливаются территориальным органом, ГУ УГМС и ФГУ «Калининградский ЦГМС») для обслуживания им территории с учетом 10 % повторяемости величин метеорологических характеристик). «Ураганный ветер» (ураган) считается опасным природным явлением при достижении скорости 33 м/с и более. «Шквал» считается опасным природным

* НУП – неблагоприятные условия погоды.



Рис. 1. Доля числа случаев ОЯ и НУП (по видам опасных явлений) за 1991–2010 гг.:

1 – сильный ветер, ураган, шквал, смерч, пыльные бури; 2 – сильная метель, сильный снег, налипание мокрого снега, гололед, гололедица; 3 – сильный дождь, продолжительный дождь, ливень, град, гроза; 4 – мороз, заморозки, сильная жара, резкое повышение/понижение температуры; 5 – весеннее половодье, дождевой паводок, наводнение, нагонные явления; 6 – лавина, селя; 7 – засуха атмосферная/почвенная, суховей; 8 – чрезвычайная пожарная опасность; 9 – сильный туман, тягун, сильное волнение и др.

явлением при достижении следующей характеристики: резкое кратковременное (в течение нескольких минут, но не менее 1 мин) усиление ветра до 25 м/с и более.

Целью данного исследования являлось детальное изучение пространственного распределения экстремальных значений скорости ветра для теоретического обоснования выбора критериев экстремальности для различных регионов России, т.к. значения границ 90, 95 и 99 % интервалов распределения максимальной скорости ветра можно рассматривать не только как один из показателей экстремальности климата, но и как критерий опасного явления погоды.

Данные

Для получения достоверных результатов необходимо проводить исследования по статистически однородным временным рядам, а временные ряды скорости ветра неоднородны. Массовое нарушение неоднородности в рядах скорости ветра было вызвано

двумя причинами: изменение числа сроков наблюдений и замена прибора.

В период 1936–1965 гг. скорость ветра измерялась 4 раза в сутки – в 1, 7, 13 и 19 часов по местному среднесолнечному времени. С 1966 года на метеорологических станциях скорость ветра измеряется 8 раз в сутки в стандартные синоптические сроки (00,03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 ч) по московскому (зимнему) времени (с 1993 года – по Гринвичскому). Но многочисленными исследованиями [1–3] было установлено, что средние суточные значения скорости ветра при 4- и 8-срочных наблюдениях различаются незначительно. Еще в большей степени это относится к средней месячной и средней годовой скоростям ветра.

В начале 70-х годов прошлого столетия метеорологическая сеть была оснащена новыми приборами для измерения скорости и направления ветра – анеморумбометрами. В случае выхода из строя анеморумбометра скорость ветра определяется по флюгеру, который обычно остается на метеоплощадке наряду с анеморумбометром.

Результаты многочисленных сравнений данных по двум приборам показали, что в большинстве случаев скорость ветра по флюгеру больше, причем эта разница увеличивается с увеличением скорости ветра. Считается, что при скоростях ветра менее 8–10 м/с различия, измеренные флюгером и анеморумбометром, не проявляются [4, 5].

Кроме того, к нарушениям однородности в рядах скорости ветра приводят перенос метеоплощадки, изменение высоты установки прибора, застройка и др. Но это уже местные факторы, которые можно выявить, только изучая историю наблюдений на каждой конкретной станции. При таком количестве станций, которое использовалось для расчета в данной работе, это практически нереально.

Расчеты выполнены за последние 30 лет, т.е. с 1979 года. Таким образом, устранены массовые нарушения неоднородности рядов скорости ветра, вызванные сменой прибора, однако сохранен достаточный период для получения устойчивых статистических характеристик. Использовались данные по максимальной скорости ветра на 887 метеорологических станциях России. Статистические характеристики (значения границы 90, 95 и 99 % интервалов в распределении максимальной скорости ветра) получены для всех

сезонов и года в целом. Результаты представлены в виде карт, полученных с помощью геоинформационной системы (ГИС) в регулярной азимутальной стереографической проекции. Использовался стандартный IDW-метод пространственной интерполяции с коэффициентами, обратно пропорциональными квадрату расстояния (пакет программ «Mapinfo»).

Результаты

Анализ полученных сезонных и годовых карт этих показателей позволил выявить общие черты и сезонные особенности в пространственном распределении максимальной скорости ветра.

Общим для всех сезонов года и всех перцентилей является увеличение значений в узкой прибрежной зоне вдоль северного побережья России, в прибрежных районах Чукотки, Камчатки и на о. Сахалин. Высокая скорость ветра объясняется незначительной шероховатостью поверхности моря, не оказывающей тормозящего действия на воздушный поток. Влияние моря быстро затухает по мере придвижения в глубь материка, и значения всех перцентилей резко уменьшаются.

Очень сложное распределение значений границ 90, 95 и 99 % интервалов в распределении максимальной скорости ветра наблюдается в горных районах, где ветровой режим отличается большой сложностью и разнообразием. В горах максимальная скорость ветра определяется не столько высотой места, а орографическими особенностями. Наибольшие значения характерны для открытых горных вершин и перевалов, тогда как в горных долинах максимальные скорости ветра могут быть значительно ниже. Сложные орографические особенности характерны также для южной половины Восточной Сибири и Забайкалья. Местные особенности сильно пересеченной местности способствуют значительному увеличению скорости ветра на одних станциях и ослаблению – на других.

Рассмотрим сезонные особенности пространственного распределения.

Наименьшие значения границ 90 % интервала отмечаются зимой на юге Восточной Сибири, Забайкалье и Республике Саха (Якутия), где в это время года располагаются основное и вторичное ядра сезонного центра действия атмосферы – Сибирского антициклона (рис. 2). Для центров антициклонов характерны очень

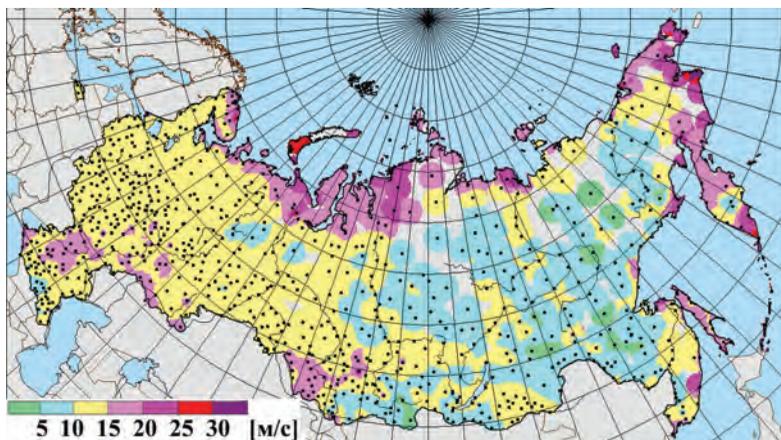


Рис. 2. Значения границы 90 % интервала в рядах максимальной скорости ветра. Зима

слабые ветры и штили, поэтому значения границ 90 % интервала не превышают 5 м/с. В Азиатской части России зимой и осенью довольно значительны зоны со значениями границ 90 % интервала 5–10 м/с. Максимальные значения во все сезоны, кроме лета, наблюдаются на Новой Земле, на юге Камчатки и в районе Анадыря – 25–30 м/с. Летом области максимальных значений в прибрежных зонах значительно уменьшаются как по площади, так и по величине, не превышая 25 м/с (рис. 3). Уменьшение скорости ветра в летний период объясняется ослаблением циклонической деятельности и изменением шероховатости подстилающей поверхности. На большей части страны значения границы 90 % интервала составляет 10–15 м/с. Весной и осенью возрастают значения границы 90 % интервала в горных районах на юге Западной Сибири, Урала, в междуречье Волги и Дона.

Наибольшие значения границ 95 % интервала отмечены зимой и весной на Новой Земле и в районе Анадыря (30–35 м/с). Зимой в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке довольно значительные территории занимают области со значениями границы 95 % интервала 5–10 м/с, а в бассейне Индигирки зимой отмечаются значения менее 5 м/с (рис. 4). Весной в южных районах, особенно на Европейской территории России, увеличиваются зоны со

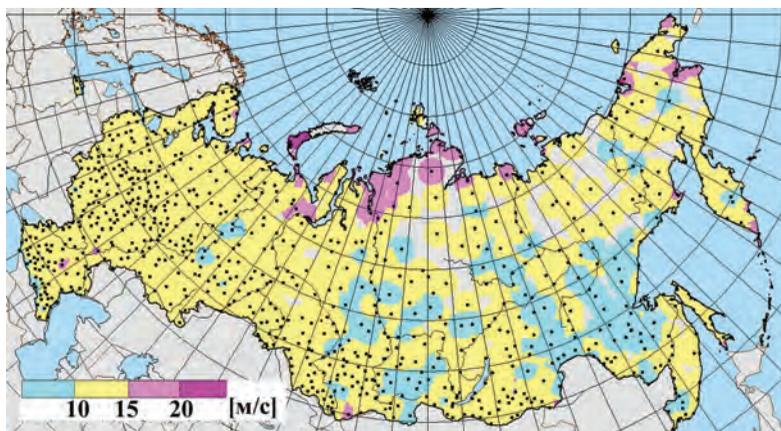


Рис. 3. Значения границы 90 % интервала в рядах максимальной скорости ветра. Лето

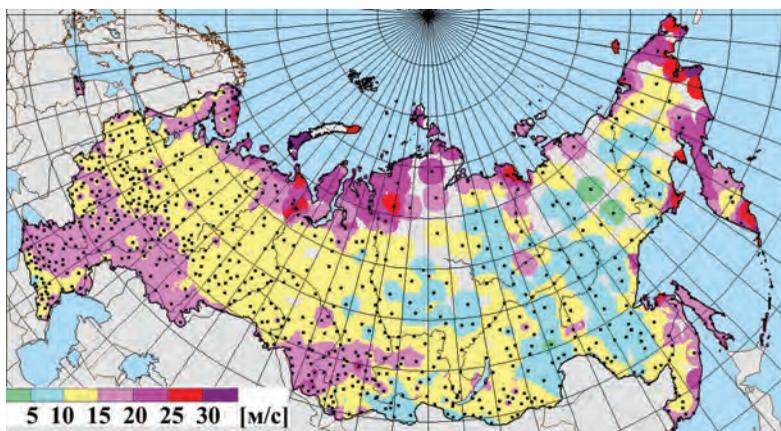


Рис. 4. Значения границы 95 % интервала в рядах максимальной скорости ветра. Зима

значениями 15–20 м/с. Летом пространственная изменчивость значений границ 95 % интервала наименьшая, значения колеблются от 10 до 20–25 м/с (рис. 5).

Максимальные значения границы 99 % интервала (рис. 6, 7) достигают 40–45 м/с и также наблюдаются весной и зимой на Новой

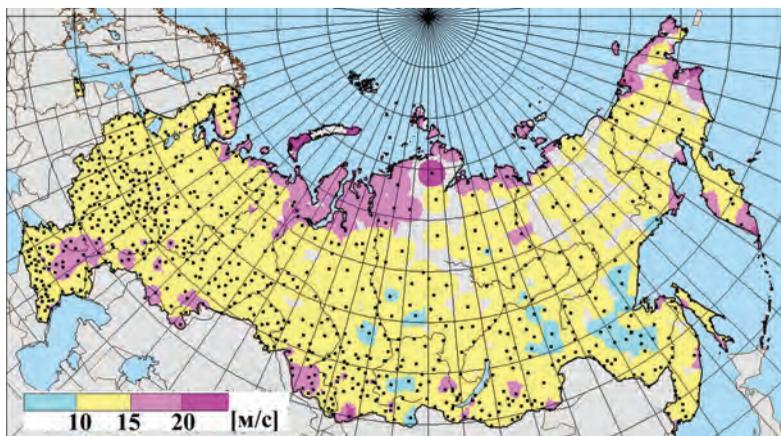


Рис. 5. Значения границы 95 % интервала в рядах максимальной скорости ветра. Лето

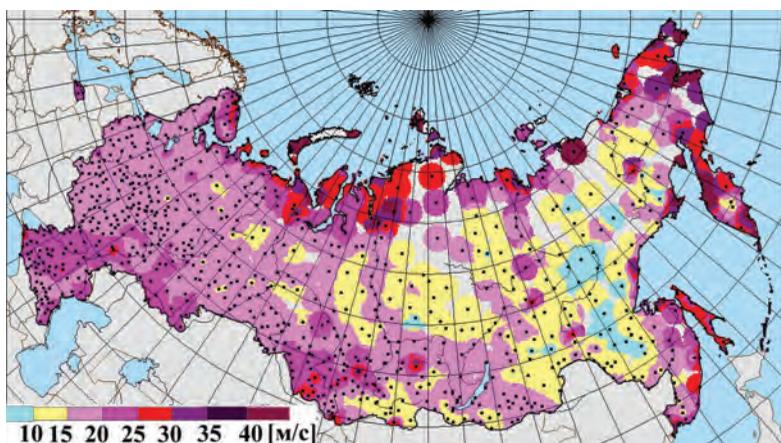


Рис. 6. Значения границы 99 % интервала в рядах максимальной скорости ветра. Зима

и Северной Земле, восточном побережье Чукотки и Камчатке. На большей части Европейской территории России во все сезоны года значения границы 99 % интервала составляют 15–20 м/с, увеличиваясь к югу зимой и весной до 25 м/с. На Азиатской части России наблюдаются значения границы 99 % интервала менее

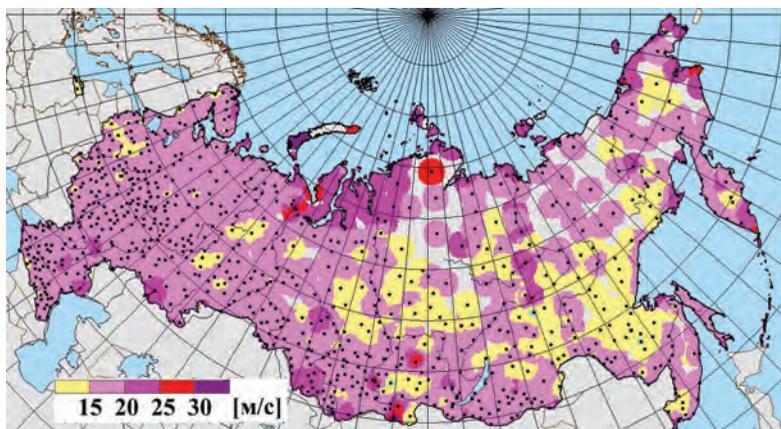


Рис. 7. Значения границы 99 % интервала в рядах максимальной скорости ветра. Лето

15 м/с, причем площадь районов с такими значениями минимальна весной. Зимой в Дальневосточном регионе, в зоне действия Сибирского антициклона, отмечаются наименьшие значения границы 99 % интервала – 5–10 м/с (рис. 6). В южных районах Западной и Восточной Сибири, Забайкалье значения весной увеличиваются до 25 м/с, а на отдельных станциях в горных районах Западного и Восточного Саян достигают 30 м/с.

Кроме постанционных значений границ 90, 95, 99 % интервалов распределения максимальной скорости ветра, рассчитаны сезонные значения, осредненные по субъектам Российской Федерации. Анализ результатов позволил установить, что на Европейской территории России наиболее «ветренными» регионами являются Новая Земля, Мурманская область, Ненецкий автономный округ, Краснодарский край, Республика Калмыкия; на Азиатской территории – Камчатский край, Сахалинская область, Чукотский автономный округ, Ямало-Ненецкий автономный округ и Республика Алтай.

Заключение

Проведенное исследование показывает, что распределение экстремальных значений максимальной скорости ветра имеет существенные региональные и сезонные особенности, которые

необходимо учитывать при утверждении критериев опасных метеорологических явлений, связанных с ветром, которые согласно РД 52.88.699–2008 устанавливаются территориальным органом, ГУ УГМС и ФГУ «Калининградский ЦГМС» для обслуживания им территории с учетом 10 % повторяемости величин метеорологических характеристик. Кроме того, полученные данные помогут в выработке конкретных рекомендаций пользователям гидрометеорологической информации в принятии правильных решений для минимизации потерь от неблагоприятных погодных условий.

Литература

1. Берлин И. А. Возможность сопоставления метеорологических характеристик, полученных по наблюдениям за 4 климатологических и 8 синоптических сроков // Труды ГГО, 1967. Вып. 214. С. 23–30.
2. Смирнов С. А. Сравнительные характеристики скорости и направления ветра, определяемые приборами с различными интервалами осреднения // Труды ГГО. 1965. Вып. 174. С. 135–148.
3. Школяр Л. Ф. К вопросу об уменьшении скорости ветра за последние десятилетия // Труды ГГО. 1980. Вып. 435. С. 96–98.
4. Бернгардт Р. П., Заварина М. В. Климатологическая оценка точности измерения больших скоростей ветра // Труды ГГО. 1974. Вып. 333. С. 121–129.
5. Кошинский С. Д. Режимные характеристики сильных ветров на морях Советского Союза. Часть 2. Север Японского моря, Охотское и Берингово моря. Л.: Гидрометеоздат, 1978. 389 с.

КОРРЕЛЯЦИИ ПАРАМЕТРОВ ТЕМПЕРАТУРНО- ВЛАЖНОСТНОГО РАССЛОЕНИЯ АТМОСФЕРЫ С КОЛИЧЕСТВОМ ОСАДКОВ

Введение

Задача получения количественных оценок догопериодных изменений метеопараметров и прогноза предстоящих изменений климата Земли приобретает в настоящее время все большее значение для планирования адаптации различных сфер деятельности людей к этим изменениям [4, 12]. Важными взаимосвязанными и наиболее изменчивыми элементами климата являются облачность и осадки [4, 5]. Облачность в значительной степени определяет количество приходящей и уходящей радиации, ее наличие является необходимым условием для выпадения осадков. Однако их климатические изменения все еще недостаточно изучены и нет ясного представления о тенденциях их изменений, как в глобальном, так и региональном масштабе [12].

Долгопериодные изменения характеристик облачного покрова отмечены на основе метеорологических, аэрологических и спутниковых наблюдений. По данным наземных наблюдений за облачностью в различных регионах земного шара были отмечены изменения количества облачности [4, 12, 16, 17], ее нижней границы [20], повторяемости отдельных форм облаков [19]. На основе анализа более коротких (по сравнению с рядами наземных наблюдений) рядов спутниковых данных ISCCP за период 1983–2001 гг. [21] и HIRS за период 1979–2001 гг. [23] получены результаты об изменении глобального количества облачности.

На основе данных радиозондовых наблюдений, содержащихся в массиве КАРДС [13], за период 1964–1998 гг. для центральных месяцев сезонов, упорядоченных хронологически, получены оценки глобальных и региональных трендов во временных рядах границ, повторяемости и суммарной толщины восстановленных (с использованием SE-метода [7, 9]) облачных слоев (ОС). Они позволяют сделать вывод о территориальной и сезонной неоднородности происходящих изменений облачности с преобладанием регионов, над которыми их нижняя граница понижается,

а верхняя – возрастает; определена тенденция к увеличению повторяемости многослойных облачных систем с увеличением суммарной толщины ОС в атмосферном слое 0–10 км и убыванием в слое 0–2 км [10].

Для сплошных ОС (с количеством облачности 80–100 % поверхности небосвода) в атмосферном слое 0–10 км отмечено убывание как нижней, так и верхней границ; декадные изменения показывают возрастание их повторяемости с уменьшением суммарной толщины. Значения трендов несколько изменяются с сезоном. Для большей части земного шара увеличение их повторяемости имеет место с уменьшением их толщины; возрастание как повторяемости, так и толщины характерно для средних и высоких широт Западного полушария; убывание как повторяемости, так и толщины отмечено для Восточной Сибири.

Некоторое влияние на величину трендов параметров ОС, безусловно, оказывает неоднородность в данных о влажности, причиной которой является смена датчиков влажности [7, 10]. Существуют ли естественные причины для этих изменений и можно ли их определить по данным стандартного радиозондирования атмосферы?

К объективным факторам, взаимосвязанным с климатическими изменениями параметров ОС, можно отнести изменения распределения температуры воздуха в тропосфере [12, 21, 22], циркуляции атмосферы [18] и циклонической активности в отдельных регионах [2], изменение повторяемости различных форм облачности [19], а также режима осадков [11, 15].

Остановимся более подробно на вопросе взаимосвязи изменений параметров ОС и режима осадков. В работе [11] проведен анализ изменения параметров сплошных ОС перед началом выпадения осадков, в процессе их выпадения и после их окончания на основе данных аэрологических наблюдений и наземных метеорологических наблюдений за облачностью, осадками, прошедшей и текущей погодой за 10-летний период для станции Остров Диксон, расположенной в Арктическом регионе. Было получено, что во время начала выпадения осадков высоты нижней и верхней границ ОС понижаются, число облачных слоев возрастает, их суммарная толщина возрастает или остается стабильной, суммарная толщина прослоек (пространства между облачными слоями) также увеличивается. Это может быть только при условии, что вначале

опускается нижняя граница вместе с возрастанием числа ОС и суммарной толщины прослоек. Величина понижения для верхней границы меньше, чем для нижней. Следовательно, если в течение длительного временного интервала повторяемость выпадения осадков и их продолжительность будут возрастать, будут изменяться и среднемесячные значения параметров ОС. В частности, средние значения нижней и верхней границ будут понижаться.

В данной работе приведены результаты исследования корреляционных связей среднемесячных значений характеристик ОС и количества осадков (КО) с целью получения новых знаний, полезных при анализе климатических изменений параметров температурно-влажностного расслоения атмосферы (ТВРА) и осадков. Под ТВРА понимается ее расслоение на ОС и безоблачные прослойки между ними.

Существование различных типов облачности определяет генетический вид выпадающих осадков и является результатом макро- и микропроцессов в атмосфере, температурно-влажностного и ветрового распределения в ней, поэтому для сравнения также рассчитаны корреляции среднемесячных значений КО и основных параметров атмосферы на стандартных изобарических поверхностях.

Корреляции метеорологических величин являются важной климатической характеристикой атмосферы Земли. Понятие климата часто ограничивают средними значениями метеовеличин, т.к. оценивать их намного проще, чем корреляционные связи. Однако они могут быть весьма полезны при тестировании климатических моделей [1].

Заметим, при анализе результатов следует учитывать, что режим осадков и их пространственно-временное распределение в значительной степени зависят также от характера и состояния подстилающей поверхности [3, 8]. Даже над равнинными районами режим осадков зависит от очень многих факторов, особенно в летние месяцы, когда наряду с фронтальными процессами имеет место и внутримассовая конвекция [6].

Данные

Исследования были проведены на основе данных радиозондирования атмосферы проконтролированного массива КАРДС [13] и среднемесячных значений КО, содержащихся в массиве

GNIP (Global Network for Isotopes in Precipitation) [14] за период 1964–2001 гг. для десяти станций (см. рис.), расположенных в различных климатических зонах земного шара с различным распределением облачности [24, 25].

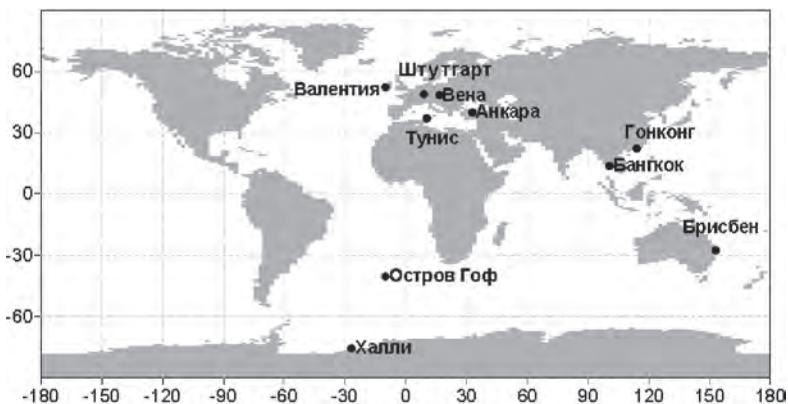


Рис. Расположение станций, используемых для расчета коэффициентов корреляций между среднемесячными значениями КО и характеристик ТВРА, а также основных метеопараметров атмосферы на изобарических поверхностях

Метод

Для определения среднемесячных значений параметров ТВРА был использован СЕ-метод, разработанный для восстановления границ и количества облачности по профилям температуры и влажности, полученным в результате стандартного радиозондирования атмосферы [7, 9]. Оценки корреляций были получены для пяти характеристик ОС (их числа, повторяемости и суммарной толщины (м), нижней и верхней границ (м) облачности) в шести атмосферных слоях (0–2, 2–6, 6–10, 0–6, 2–10 и 0–10 км над уровнем моря). Первые три слоя атмосферы соответствуют традиционному разделению на облачность нижнего, среднего и верхнего ярусов в зависимости от высоты расположения ее нижней границы, принятому в метеорологии [5].

Для каждого ОС количество облачности определялось по градациям 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 % поверхности небосвода.

Расчеты были проведены для 18 условий на количество облачности. Ниже приведены обозначения для них, используемые в работе:

1) 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 %! – существуют ОС с количеством облачности 0–20, 20–60, 60–80, 80–100 % поверхности небосвода соответственно, при этом возможно наличие других ОС;

2) 0–20, 0–60, 0–80 %0 – количество облачности для всех ОС не более 0–20, 0–60, 0–80 % поверхности небосвода соответственно;

3) 0–20, 20–60, 60–80, 0–60, 0–80 %9 – существуют ОС с количеством облачности 0–20, 20–60, 60–80, 0–60, 0–80 % соответственно при условии, что также существуют сплошные ОС;

4) 80–100, 60–80, 20–60, 60–100, 20–100 %1 – существуют ОС с количеством облачности 80–100, 60–80, 20–60, 60–100, 20–100 % поверхности небосвода соответственно при условии, что также существуют ОС с количеством облачности 0–20 %;

5) 0–100 % – могут присутствовать любые ОС.

Таким образом, было рассмотрено 540 комбинаций значений параметров ТВРА для анализа их корреляций с КО (5 характеристик ОС в 6 атмосферных слоях и 18 условий на количество облачности).

В качестве основных характеристик атмосферы были выбраны следующие: давление (P); геопотенциальная высота (H); температура (T); зональная (U) и меридиональная (V) составляющие ветра; скалярная скорость ветра (S); дефицит точки росы (D); относительная влажность (R); удельная влажность (SH); отношение смеси (MR); давление водяного пара (VP); количество водяного пара в столбе воздуха (VA) (начиная с уровня подстилающей поверхности); дефицит виртуальной температуры (VT); потенциальная температура (PT); плотность воздуха (AD). Для полноты исследования все эти параметры рассматривались на 8 стандартных изобарических поверхностях в диапазоне изменения давления от 1000 до 250 гПа, что приблизительно соответствует слою атмосферы 0–10 км над уровнем поверхности моря. Итак, было рассмотрено 120 характеристик атмосферы для оценки их корреляций с КО.

На основе среднемесячных значений перечисленных параметров ТВРА, характеристик атмосферы и КО для каждой станции

($i = 1, \dots, 10$) были вычислены три типа корреляций, которые для идентификации имеют соответствующие верхние индексы a , ta , tc :

1) μ_i^a – корреляции для многолетних среднемесячных значений за период 1964–2001 гг. (так называемое «сходство» многолетней годовой изменчивости соответствующих величин); для каждой станции рассмотрена последовательность из 12 многолетних среднемесячных значений \bar{f}_M для соответствующего многолетнего месяца M , где $M = 1, \dots, 12$; ниже они называются «корреляции многолетних среднемесячных значений»;

2) μ_i^{ta} – корреляции для временных рядов среднемесячных значений f_{MY} , где значение индекса Y соответствует годам из временного интервала 1964–2001 для соответствующего месяца M ; ниже они называются «корреляции для временных рядов»;

3) μ_i^{tc} – корреляции для нормированных временных рядов среднемесячных значений; нормирование было выполнено переходом от каждого среднемесячного значения f_{MY} к $\frac{f_{MY} - \bar{f}_M}{\sigma_{f_M}}$, где

\bar{f}_M – многолетнее среднемесячное значение для месяца M , σ_{f_M} – соответствующее многолетнее среднеквадратическое отклонение для соответствующего месяца и Y обозначает год из временного интервала 1964–2001. Ниже они называются «корреляции для нормированных временных рядов». Здесь мы пытаемся исключить годовую изменчивость метеорологических параметров.

В действительности, коэффициенты корреляций μ_i^a и μ_i^{ta} в основном показывают корреляции годовой изменчивости рассматриваемых параметров, характерной для них. Коэффициент корреляций μ_i^{tc} имеет смысл некоторого рода обобщенного / осредненного коэффициента корреляции для нормированных временных рядов среднемесячных значений для периода 1964–2001 гг. с исключением годовой изменчивости.

Данное исследование проводилось с целью получения результатов, применимых к климатическим исследованиям, в том числе и глобальных, поэтому авторами рассмотрена также задача выявления параметров ТВРА, имеющих положительные (или отрицательные) коэффициенты корреляции для всех десяти рассматриваемых станций, несмотря на преобладание определенных генетических типов осадков в разные сезоны для различных

регионов. В качестве интегрального показателя для каждого набора соответствующих постанционных коэффициентов корреляции рассчитаны значения RMS соответствующих коэффициентов по совокупности станций:

$$\mu_* = \frac{1}{10} \sqrt{\sum_{i=1}^{10} (\mu_i)^2},$$

где (*) обозначает, что расчеты проводятся только для всех 10 положительных или всех 10 отрицательных коэффициентов корреляции; суммирование по i обозначает суммирование по станциям.

Результаты

Корреляции многолетних среднемесячных значений

В таблице 1 представлены параметры ТВРА, которые имеют положительные и отрицательные коэффициенты корреляции с КО для всех станций. Из ее данных видно, что положительные корреляции для десяти станций определены с суммарной толщиной ОС в слое 0–10 км и числом ОС средней облачности с количеством облачности 60–100 % поверхности небосвода при условии, что также существуют слои с количеством облачности 0–20 %.

Таблица 1

Параметры ТВРА с положительными (или отрицательными) коэффициентами корреляции с КО для всех десяти станций, рассчитанными по многолетним среднемесячным значениям

Слой атмосферы (км)	Условие на кол-во облачности (% небосвода)	Параметр ТВРА	μ^a *	Коэффициенты корреляции μ^a_i для 10 станций									
				Обсерватория Валентия	Штутгарт	Вена	Анкара	Тунис – Карфаген	Гонконг	Бангкок	Брисбен	Остров Гоф	Халли
0–10	0–100%	Толщина	0,4	0,1	0,6	0,4	0,2	0,2	0,9	0,4	0,2	0,5	0,0
2–6	60–100%1	Число ОС	0,4	0,3	0,5	0,0	0,0	0,7	0,4	0,4	0,1	0,4	0,1
0–2	0–80%0	Число ОС	-0,7	-0,9	-0,7	-0,9	-0,4	-0,9	-0,6	-0,9	-0,6	-0,5	-0,4
0–2	0–60%0	Число ОС	-0,7	-0,8	-0,5	-0,9	-0,6	-0,9	-0,7	-0,9	-0,6	-0,4	-0,4
0–2	0–20%0	Число ОС	-0,7	-0,7	-0,5	-0,9	-0,4	-0,9	-0,7	-0,9	-0,6	-0,3	-0,4

Отрицательные коэффициенты корреляции для всех десяти станций получены с числом малобалльных ОС нижнего яруса при

условии отсутствия ОС с большим покрытием небосвода во всех атмосферных слоях. И этот параметр играет значительно более важную статистическую роль, чем рассмотренные выше положительные факторы: наибольшие по модулю отрицательные значения μ^a_* составляют около -0,7, а положительные – около 0,4.

Для отдельных станций (Бангкок и Вена) отрицательные коэффициенты корреляции μ^a_i количества осадков и числа мало-балльных ОС нижнего яруса равны -0,9 (табл. 1). Положительные коэффициенты корреляции с суммарной толщиной ОС в атмосферном слое 0–10 км имеют максимальное значение для станции Гонконг 0,9, а с числом многобалльных ОС средней облачности – 0,7, которое определено для станции Тунис–Карфаген.

Следует отметить, что отрицательные значения коэффициентов корреляции КО с числом ОС малобалльной нижней облачности являются намного более стабильными для различных станций, чем положительные с числом ОС средней облачности. Действительно, в первом случае μ^a_i изменяются от -0,9 для Бангкока до -0,4 для Халли, при этом $\mu^a_* = -0,7$, а во втором $\mu^a_* = 0,4$, но для отдельных станций соответствующие корреляции μ^a_i могут значительно различаться: от 0,7 (для Туниса–Карфагена) до 0,0 (для Анкары).

В результате расчетов на основе многолетних среднемесячных значений не определено ни одного параметра атмосферы на какой-либо стандартной изобарической поверхности с одинаковыми знаками корреляций по отношению к КО для всех десяти станций. Достаточно странным кажется отсутствие значительных коэффициентов корреляции с отдельными параметрами атмосферы (например, давлением на уровне земли, значение которого определяет существование циклонов или антициклонов в данном регионе, или относительной влажностью) для всех станций одновременно. На передний план выходят многолетние среднемесячные значения параметров ТВРА. Объяснением этого факта может служить следующая гипотеза: ТВРА наиболее тонко отражает сложные термодинамические процессы, происходящие в атмосфере во время выпадения осадков. Она нашла свое подтверждение в исследованиях авторов [11].

Рассмотренные выше коэффициенты корреляции рассчитаны по небольшому числу многолетних среднемесячных значений и отражают в значительной степени годовой ход рассматриваемых параметров. Естественный вопрос: а сохранятся ли данные

приоритеты при расчетах корреляций с использованием длинных временных рядов среднемесячных значений за отдельные годы? Ответу на данный вопрос посвящен следующий раздел.

Корреляции для временных рядов

В таблице 2 приведены все параметры ТВРА, для которых коэффициенты корреляции μ^a_i с КО одного знака для всех десяти станций. Из ее данных следует, что при расчете корреляций на основе временных рядов годовых среднемесячных значений наибольшие положительные значения μ^a_* для всех десяти станций в основном связаны с параметрами слоев с количеством облачности 20–100, 60–100, 80–100 % (их повторяемостью, суммарной толщиной и числом) в атмосферных слоях 2–10 км или 0–10 км. При этом в ряде случаев также существуют малобалльные ОС. Все отрицательные значения μ^{ta}_* связаны с повторяемостью и толщиной слоев с количеством облачности менее 80 %.

Таблица 2

Параметры ТВРА с положительными (отрицательными) корреляциями с КО для всех десяти станций, рассчитанными по временным рядам годовых среднемесячных значений

Слой атмосферы (км)	Условие на кол-во облачности (% небосвода)	Параметр ТВРА	μ^{ta}_*	Коэффициенты корреляции μ^a_i для десяти станций									
				Обсерватория Валентия	Штутгарт	Вена	Анкара	Тунис–Карфаген	Гонконг	Бангкок	Брисбен	Остров Гоф	Халли
2–10	80–100%!	Повтор.	0,3	0,3	0,4	0,2	0,1	0,3	0,2	0,4	0,3	0,3	0,4
2–10	60–100%!	Толщина	0,3	0,4	0,2	0,1	0,0	0,1	0,5	0,4	0,2	0,2	0,4
2–10	0–20%!	Ниж. гр.	0,3	0,6	0,3	0,2	0,0	0,5	0,1	0,4	0,2	0,0	0,1
2–10	80–100%!	Толщина	0,3	0,3	0,1	0,1	0,2	0,1	0,2	0,3	0,2	0,2	0,7
2–10	0–80% ⁹	Повтор.	0,3	0,3	0,3	0,2	0,1	0,2	0,1	0,4	0,2	0,3	0,5
0–10	80–100%!	Толщина	0,3	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,5	0,3	0,4	0,1	0,3
0–10	20–100%!	Число ОС	0,3	0,3	0,2	0,1	0,0	0,3	0,3	0,5	0,3	0,1	0,4
0–10	0–100%!	Повтор.	0,3	0,4	0,2	0,0	0,1	0,3	.2	0,4	0,3	0,1	0,2
2–10	0–80% ⁹	Повтор.	0,2	0,3	0,1	0,0	0,1	0,3	0,1	0,4	0,3	0,1	0,3
0–10	20–60% ⁹	Повтор.	0,2	0,2	0,1	0,0	0,1	0,3	0,3	0,5	0,2	0,2	0,1
2–10	20–60% ⁹	Повтор.	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,3	0,3	0,4	0,2	0,2	0,2
2–10	0–60% ⁹	Повтор.	0,2	0,2	0,3	0,1	0,2	0,2	0,1	0,3	0,2	0,3	0,3

Окончание таблицы 2

Слой атмосферы (км)	Условие на кол-во облачности (% небосвода)	Параметр ТВРА	μ^{ia} *	Коэффициенты корреляции μ^{ia} для десяти станций									
				Обсерватория Валентия	Штутгарт	Вена	Анкара	Тунис – Карфаген	Гонконг	Бангкок	Брисбен	Остров Гоф	Халли
0–6	80–100%1	Толщина	0,2	0,3	0,2	0,2	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,2	0,3
2–10	0–60%0	Повтор.	-0,3	-0,5	-0,4	-0,2	-0,0	-0,3	-0,3	-0,5	-0,3	-0,3	-0,4
2–10	0–80%0	Повтор.	-0,3	-0,3	-0,4	-0,2	-0,1	-0,2	-0,2	-0,4	-0,3	-0,3	-0,4
0–10	0–60%0	Повтор.	-0,3	-0,4	-0,2	-0,0	-0,1	-0,3	-0,4	-0,5	-0,3	-0,1	-0,2
0–10	0–60%9	Толщина	-0,3	-0,3	-0,2	-0,2	-0,1	-0,2	-0,4	-0,4	-0,2	-0,2	-0,3
0–10	0–80%0	Повтор.	-0,3	-0,4	-0,2	-0,0	-0,1	-0,3	-0,2	-0,4	-0,3	-0,1	-0,2
0–10	0–80%9	Толщина	-0,2	-0,1	-0,2	-0,2	-0,1	-0,1	-0,1	-0,2	-0,2	-0,1	-0,2

В таблице 3 приведены все характеристики атмосферы на стандартных изобарических поверхностях, для которых корреляции с КО (μ^{ia}) для всех станций одного знака. Единственным параметром с положительными корреляциями для всех станций оказалась относительная влажность, а с отрицательными корреляциями – дефицит точки росы на изобарических поверхностях 700 и 925 гПа.

Таблица 3

Параметры атмосферы на стандартных изобарических высотах с положительными (или отрицательными) коэффициентами корреляции с КО для всех десяти станций, рассчитанными на основе временных рядов годовых среднемесячных значений

Давление (гПа)	Параметр атмосферы	μ^{ia} *	Коэффициенты корреляции μ^{ia} для десяти станций									
			Обсерватория Валентия	Штутгарт	Вена	Анкара	Тунис – Карфаген	Гонконг	Бангкок	Брисбен	Остров Гоф	Халли
700	R	0,4	0,4	0,5	0,5	0,0	0,4	0,6	0,7	0,4	0,2	0,1
925	R	0,4	0,4	0,1	0,1	0,6	0,5	0,5	0,7	0,4	0,2	0,1
700	D	-0,4	-0,3	-0,4	-0,5	-0,0	-0,4	-0,5	-0,7	-0,3	-0,2	-0,0
925	D	-0,4	-0,4	-0,0	-0,1	-0,5	-0,5	-0,4	-0,7	-0,4	-0,2	-0,2

Из данных таблиц 2 и 3 видно, что переход к расчету корреляций по синхронным годовым среднемесячным значениям расширил список параметров, имеющих корреляции с одинаковыми знаками для всех десяти станций. При этом коэффициенты корреляции параметров ТВРА и КО, по сравнению с корреляциями, рассчитанными по многолетним среднемесячным значениям, стали меньше по модулю.

Следует отметить наличие региональных особенностей в распределении коэффициентов корреляций. Для прибрежных станций, расположенных в умеренных и высоких широтах в Атлантическом океане (обсерватория Валентия, о. Гоф и Халли), параметры ТВРА остаются наиболее значимыми параметрами (как позитивными, так и негативными), чем характеристики влажности или давление.

Корреляции для нормированных временных рядов

Известно, что в большинстве регионов КО, как и большинство метеорологических параметров, имеет сезонную изменчивость [3, 8]. Поэтому более правильным выглядит расчет корреляций по нормированным временным рядам среднемесячных значений. При таком подходе исключается потенциальная неоднородность данных вследствие естественной сезонной изменчивости процессов.

В таблице 4 приведены параметры ТВРА, с которыми КО при расчете на основе нормированных временных рядов имеют корреляции одного знака для всех десяти станций. Из ее данных следует, что наибольшие положительные корреляции ($\mu^{lc}_* = 0,3$) определены с числом, толщиной и повторяемостью многобалльных ОС в атмосферных слоях 0–6 км, 0–10 км и 2–10 км соответственно. Все отрицательно коррелирующие с КО параметры ТВРА связаны с малобалльными ОС, с их повторяемостью, толщиной или числом слоев ($\mu^{lc}_* = -0,3$).

В таблице 5 приведены характеристики атмосферы на изобарических поверхностях, которые при расчете по нормированным временным рядам годовых среднемесячных значений имеют положительные (или отрицательные) коэффициенты корреляции с КО для всех изучаемых станций. Из ее данных видно, что наиболее тесная корреляционная связь определена с характеристиками влажности в средней тропосфере: μ^{lc}_* равно 0,3 для относительной влажности на поверхности 700 гПа (высота около 3 км над уровнем моря) и количеством водяного пара в столбе воздуха на

Таблица 4

Параметры ТВРА с положительными (отрицательными) коэффициентами корреляции с КО для всех десяти станций, рассчитанным по нормированным временным рядам годовых среднемесячных значений

Слой атмосферы (км)	Условие на кол-во облачности (% небосвода)	Параметр ТВРА	μ^{tc} *	Коэффициенты корреляции μ^{tc} , для десяти станций									
				Обсерватория Валентия	Штутгарт	Вена	Анкара	Тунис-Карфаген	Гонконг	Бангкок	Брисбен	Остров Гоф	Халли
0-6	80-100%!1	Число ОС	0,3	0,3	0,3	0,2	0,0	0,1	0,2	0,2	0,2	0,1	0,7
0-10	60-100%!1	Толщина	0,3	0,5	0,2	0,2	0,0	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,5
2-10	80-100%!1	Повтор.	0,3	0,4	0,4	0,2	0,1	0,0	0,2	0,3	0,2	0,3	0,1
0-10	60-80%9	Повтор.	0,3	0,4	0,2	0,2	0,1	0,2	0,4	0,3	0,2	0,1	0,2
2-6	80-100%!1	Число ОС	0,3	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	0,2	0,2	0,2	0,0	0,7
0-10	60-80%!1	Повтор.	0,2	0,4	0,1	0,1	0,1	0,2	0,3	0,3	0,2	0,0	0,3
0-10	80-100%!1	Повтор.	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,0	0,3	0,3	0,2	0,0	0,1
0-10	20-100%!1	Число ОС	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2	0,0	0,2	0,3	0,2	0,1	0,1
2-10	60-80%9	Повтор.	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,2	0,3	0,3	0,2	0,1	0,2
2-10	0-80%9	Повтор.	0,2	0,4	0,2	0,2	0,1	0,0	0,2	0,3	0,2	0,2	0,1
0-2	60-100%!1	Верх. гр.	0,2	0,1	0,2	0,1	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,6
2-6	60-80%9	Повтор.	0,2	0,3	0,2	0,2	0,0	0,2	0,3	0,2	0,0	0,1	0,3
0-10	0-20%!1	Повтор.	-0,3	-0,5	-0,4	-0,4	-0,1	-0,1	-0,4	-0,3	-0,4	-0,1	-0,2
2-10	0-60%0	Повтор.	-0,3	-0,6	-0,4	-0,2	-0,1	-0,0	-0,3	-0,3	-0,3	-0,3	-0,2
2-10	0-20%0	Повтор.	-0,3	-0,4	-0,4	-0,2	-0,1	-0,1	-0,3	-0,3	-0,3	-0,1	-0,4
0-10	0-20%!1	Толщина	-0,3	-0,4	-0,3	-0,3	-0,2	-0,1	-0,3	-0,3	-0,2	-0,1	-0,4
6-10	0-20%0	Повтор.	-0,3	-0,3	-0,3	-0,1	-0,1	-0,1	-0,3	-0,3	-0,2	-0,1	-0,4
0-10	0-60%9	Число ОС	-0,3	-0,5	-0,1	-0,1	-0,0	-0,1	-0,1	-0,0	-0,3	-0,2	-0,5
0-10	0-80%9	Число ОС	-0,2	-0,4	-0,1	-0,1	-0,0	-0,1	-0,1	-0,0	-0,3	-0,2	-0,5
0-6	0-20%!1	Толщина	-0,2	-0,4	-0,4	-0,3	-0,0	-0,1	-0,3	-0,2	-0,5	-0,1	-0,2
6-10	0-60%0	Повтор.	-0,2	-0,3	-0,3	-0,2	-0,1	-0,1	-0,3	-0,3	-0,2	-0,2	-0,2
0-10	0-60%9	Верх. гр.	-0,2	-0,1	-0,0	-0,1	-0,1	-0,0	-0,1	-0,0	-0,2	-0,3	-0,6
0-10	0-60%9	Толщина	-0,2	-0,3	-0,3	-0,3	-0,1	-0,1	-0,2	-0,1	-0,3	-0,2	-0,2
2-10	0-80%9	Толщина	-0,2	-0,1	-0,1	-0,2	-0,1	-0,1	-0,2	-0,1	-0,2	-0,1	-0,6
0-10	0-80%0	Повтор.	-0,2	-0,3	-0,3	-0,2	-0,2	-0,0	-0,3	-0,3	-0,2	-0,0	-0,1
0-10	0-20%9	Число ОС	-0,2	-0,4	-0,1	-0,1	-0,1	-0,2	-0,1	-0,1	-0,3	-0,2	-0,4
2-10	0-20%!1	Толщина	-0,2	-0,3	-0,2	-0,2	-0,1	-0,1	-0,2	-0,3	-0,1	-0,0	-0,2
2-10	20-100%!1	Ниж. гр.	-0,2	-0,4	-0,3	-0,3	-0,1	-0,1	-0,0	-0,0	-0,1	-0,1	-0,0

Примечание. Параметры со значениями μ^{tc} *, меньшими по модулю 0,2, в таблицу не включены.

Таблица 5

Параметры атмосферы на стандартных изобарических поверхностях с положительными (отрицательными) коэффициентами корреляции с КО для всех десяти станций, рассчитанными по нормированным временным рядам годовых среднемесячных значений

Давление (гПа)	Параметр атмосферы	μ^{tc}_*	Коэффициенты корреляции μ^{tc}_i для десяти станций									
			Обсерватория Валентия	Штутгарт	Вена	Анкара	Тунис-Карфаген	Гонконг	Бангкок	Брисбен	Остров Гоф	Халли
700	R	0,3	0,5	0,4	0,5	0,0	0,3	0,4	0,4	0,4	0,2	0,0
400	VA	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	0,4	0,5	0,1	0,2
700	SH	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,4	0,4	0,4	0,2	0,2
700	VP	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,4	0,4	0,4	0,2	0,2
300	VA	0,2	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	0,4	0,4	0,1	0,2
850	VP	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,3	0,4	0,1	0,2
850	SH	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3	0,3	0,4	0,1	0,2
500	VA	0,2	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,4	0,4	0,4	0,1	0,1
300	R	0,2	0,1	0,2	0,1	0,0	0,0	0,3	0,3	0,3	0,1	0,1
850	H	-0,3	-0,7	-0,4	-0,4	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,1	-0,3	-0,2

Пр и м е ч а н и е. Параметры со значениями μ^{tc}_* , меньшими по модулю 0,2, в таблицу не включены.

поверхности 400 гПа (высота около 5 км). Положительные корреляции ($\mu^{tc}_* = 0,2$) определены для всех десяти станций и с другими характеристиками влажности: относительной влажностью, количеством водяного пара в столбе воздуха, удельной влажностью, давлением водяного пара на изобарических поверхностях 850–300 гПа (высота 1,5–8,0 км над уровнем поверхности моря).

Отрицательные корреляции со среднемесячным КО (среди всех рассматриваемых параметров атмосферы на изобарических поверхностях) получены с геопотенциальной высотой поверхности 850 гПа ($\mu^{tc}_* = -0,3$).

Итак, коэффициенты корреляции μ^{tc}_* параметров ТВРА и КО, рассчитанные по нормированным временным рядам годовых среднемесячных значений по сравнению с корреляциями μ^{ta}_* , рассчитанными по синхронным годовым среднемесячным значениям

по модулю, значительно не изменились и равны $\pm 0,3$. Для параметров атмосферы максимальные корреляции по модулю стали меньше на 0,1.

Следует отметить, что, несмотря на пространственную неоднородность корреляционных связей, положительные корреляции с характеристиками влажности несколько больше, чем с параметрами ТВРА для четырех станций (Вена, Тунис–Карфаген, Бангкок, Брисбен) из десяти, для трех станций (Анкара, о. Гоф, Халли) – наоборот, а для трех станций (обсерватория Валентия, ст. Штутгарт, Гонконг) величина корреляций одинакова.

Среди параметров с отрицательными корреляциями для семи станций из десяти наиболее важными являются параметры ТВРА. Исключением в данном случае является обсерватория Валентия, для которой корреляции с параметрами атмосферы на изобарических поверхностях более значительны, чем с параметрами ТВРА. Для двух станций корреляции совпадают по величине.

Заключение

Получены количественные оценки корреляционных связей между среднемесячными значениями параметров ТВРА в различных слоях атмосферы, основных метеопараметров на стандартных изобарических поверхностях в тропосфере и количества осадков для станций, расположенных в различных климатических зонах.

Анализ корреляций показал, что при расчетах как по нормированным, так и ненормированным временным рядам среднемесячных значений параметров ТВРА и метеопараметров атмосферы и КО наиболее значительные положительные корреляции определены с относительной влажностью на поверхности 700 гПа и числом многобалльных ОС, их суммарной толщиной и повторяемостью в слоях тропосферы, включающих слой 2–6 км (содержащий среднюю облачность); наибольшие по модулю отрицательные корреляции для всех исследуемых станций определены с повторяемостью и суммарной толщиной малобалльных ОС, их числом в атмосферных слоях 2–10 км и 0–10 км.

Полученные результаты могут быть полезны для исследований климатических изменений характеристик атмосферы, облачности и количества осадков.

Литература

1. Алдухов О.А., Гордин В.А. Трехмерные корреляционные функции основных аэрологических величин свободной атмосферы // ИАН, Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37(1). С. 3–23.
2. Алдухов О.А., Лагун В.Е., Черных И.В. О климатических изменениях параметров свободной атмосферы и циклонической активности над Антарктическим полуостровом. Всемирная конференция по изменению климата. 29 сентября – 3 октября 2003 // Тезисы докладов. М, 2003. С. 367.
3. Алибегова Ж.Д. Пространственно-временная структура полей жидких осадков // Л.: Гидрометеоздат, 1985. 228 с.
4. Груза Г.В., Зайцев А.С., Кароль И.Л., Катцов В.М., Кобышева Н.В., Мелешко В.П., Мещерская А.В., Мирвис В.М., Решетников А.И., Спорышев П.В. и др. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствий на территории Российской Федерации. Том 1. Изменения климата. М.: Росгидромет, 2008.
5. Мазин И.П., Хргиан А.П. Облака и облачная атмосфера. Л.: Гидрометеоздат, 1989. 647 с.
6. Семенов Е.К., Соколихина Е.В., Соколихина Н.Н. Центры действия тропической атмосферы и их влияния на летние осадки индийского муссона // Метеорология и гидрология. 2003. № 1. С. 31–41.
7. Черных И.В., Алдухов О.А. Об определении вертикального распределения облачных слоев по данным радиозондирования атмосферы // ИАН, Физика атмосферы и океана. 2004. Т. 40, № 1. С. 45–59.
8. Швер Ц.А. Закономерности распределения количества осадков на континентах. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 280 с.
9. Chernykh I. V., Eskridge R. E. Determination of cloud amount and level from radiosonde soundings // J. Appl. Meteorol. 1996. Vol. 35, N 8. P. 1362–1369.
10. Chernykh I. V., Alduchov O. A., Eskridge R. E. Trends in low and high cloud boundaries and Errors in height determination of cloud boundaries // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 2001. Vol. 82, N 9. P. 1941–1947.
11. Chernykh I. V., Alduchov O. A. Study of the vertical macrostructure of cloudiness before, during and after precipitation on base aerological and surface observations in Arctic // Proc. of ACSYS Final Science Conference. St. Petersburg, Russia, 11–14 November 2003. WCRP-11 (CD), WMO/TD N 1232. September 2004. 4 p.
12. Climate Change: The Scientific Basis. Contributing of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change 2001. Cambridge University Press. Cambridge. United Kingdom and New York, NY, USA. 881 p.
13. Eskridge R. E., Alduchov O. A., Chernykh I. V., Zhai P., Polansky A. C., Doty S. R. A comprehensive aerological reference dataset (CARDS): rough and systematic errors // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1995. Vol. 76, N 10. P. 1759–1775.
14. Gat T. J., H. Oeschger. GNIP. Global Network for Isotopes in Precipitation. / IAEA. Ulrich Schotterer. 1996. ISBN 39521078-0-8.

15. Groisman P.Ya., R.W. Knight, Karl T.R. Heavy precipitation high streamflow in the United States: Trends in the 20th century // *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 2001. Vol. 82, N 2. P. 219–246.
16. Henderson – Seller A. Continental cloudiness changes this century // *Geo Journal.* 1992. N. 27.3. P. 255–262.
17. Karl T.R., Jones P.D., Knight R.W., Kukla G., Plummer N., Razuvaev V., Gallo K.P., Lindsey J., Charlson R.J., Peterson T.C. A new perspective on recent global warming: Asymmetric trends of daily maximum and minimum temperature // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1993. Vol. 74, N 6. P. 1007–1023.
18. Neff W.D. Decadal time scale trends and variability in the tropospheric circulation over The South Pole // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104(D22). P. 27217–27251.
19. Norris J.R., Leovy C.B. Interannual variability in stratiform cloudiness and sea surface temperature // *J. Climate.* 1994. Vol. 7. P. 1915–1925.
20. Richardson A.D., Denny E.G., Siccama T.G., Lee X. Evidence for a rising cloud ceiling in Eastern North America // *J. Climate.* 2003. Vol. 16, N 12. P. 2093–2098.
21. Rossow W.B., Dueñas E.N. The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) Web Site: An Online Resource for Research // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 2005. Vol. 85, N 2. P. 167–172.
22. Rossow W.B., Zhang Y., Wang J. A Statistical model of cloud vertical structure based on reconciling cloud layer amounts inferred from satellites and radiosonde humidity profiles // *J. Climate.* 2005. Vol. 18, N 17. P. 3587–3605.
23. Wylie D., Jackson D.L., Menzel W.P., Bates J.J. Trends in global cloud cover in two decades of HIRS observations // *J. Climate.* 2005. Vol. 18, N 15. P. 3021–3031.
24. Warren S.G., C.J. Hahn, J. London, R.M. Chervin, R. L. Jenne. Global distribution of total cloud cover and cloud type amounts over land // *NCAR Tech. Note NCAR/TN-273 + STR.* 1986. 29 p. plus 200 maps.
25. Warren S.G., C.J. Hahn, J. London, R.M. Chervin, R. L. Jenne. Global Distribution of Total Cloud Cover and Cloud Type Amounts over the Ocean // *NCAR. Technical Note NCAR/TN-317+STR.* 1988. 42 p. plus 170 maps.

**ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В ТРОПОСФЕРЕ
И НИЖНЕЙ СТРАТОСФЕРЕ, ОПРЕДЕЛЕННОЕ
ПО ДАННЫМ РАДИОЗОНДИРОВАНИЯ
НА РОССИЙСКИХ ПОЛЯРНЫХ СТАНЦИЯХ
ЗА 1978–2009 ГОДЫ**

Введение

Изменение климата в полярных регионах составляет одно из актуальных и дискуссионных направлений климатических исследований [3, 5, 11]. К числу основных параметров климатической системы относится температура в свободной атмосфере. Однако степень неопределенности существующих представлений о характере ее изменений еще очень велика [3, 4, 9].

Для уточнения наших знаний о долгопериодных изменениях температурного режима атмосферы над Арктикой и Антарктикой на основе массива АЭРОСТАБ [1, 13] получены оценки линейных трендов регионально осредненных средних годовых и сезонных аномалий температуры воздуха в нижней и средней тропосфере и нижней стратосфере с учетом наблюдений за последние годы, по 2009 г. включительно. Также проведен анализ средних годовых, сезонных и месячных аномалий температуры за период с декабря 2008 г. по декабрь 2009 г. включительно.

В Приложении приведен анализ особенностей аномалий температуры атмосферы за тот же период для конкретных российских полярных станций.

Данные и метод

Расчеты выполнены для стандартных изобарических поверхностей 850, 500, 100 гПа на основе радиозондовых наблюдений температуры, содержащихся в регулярно пополняемом проконтролированном аэрологическом массиве АЭРОСТАБ. Данные на этих поверхностях отражают температурное состояние нижней и средней тропосферы и нижней стратосферы. В качестве информационной базы были использованы данные радиозондовых наблюдений, проводимых на российских полярных станциях, расположенных в Антарктике и различных климатических районах Арктики РФ: Североевропейском, Западно-Сибирском и Восточно-Сибирском [8].

Частично оценки трендов зависят от качества данных [14]. Согласно работе [6], для российских арктических станций число забракованных значений составляет около 1–1,5 % от числа зондирований. Для расчетов были отобраны проконтролированные данные действующих аэрологических станций с наиболее полными историческими рядами наблюдений (см. Приложение). Заметим, что массив АЭРОСТАБ содержит данные для российских станций начиная с 1978 года.

Временные ряды аномалий температуры на изобарических поверхностях 850, 500 и 100 гПа получены непосредственно для станций относительно периода наблюдений 1978–2009 гг. и затем для каждого из регионов/районов путем пространственного осреднения соответствующих постанционных данных. Тренды рассчитаны для станций и регионов по регионально осредненным временным рядам аномалий температуры. Коэффициент линейного тренда, определенный по методу наименьших квадратов, используется как мера интенсивности климатических изменений температуры на заданном временном интервале и характеризует среднюю скорость изменений температуры, соответствующую тренду [5]. На рисунках прямой линией показаны линейные тренды, рассчитанные методом наименьших квадратов за период 1978–2009 гг.

Расчеты были проведены для года в целом и отдельно для каждого из сезонов и месяцев. В качестве сезонов были приняты: зима (декабрь–февраль, «ДЯФ»), весна (март–май, «МAM»), лето (июнь–август, «ИИА») и осень (сентябрь–ноябрь, «СОН»).

Особенностью аэрологических данных, особенно в полярных регионах, является их пространственная и временная неоднородность [2, 3, 7, 12], что оказывает влияние на получаемые оценки трендов [2, 3, 10]. Ниже при расчетах аномалий были наложены следующие ограничения на число наблюдений: в каждый срок (00 и 12 GMT) за месяц требовалось не менее 20 наблюдений; для каждого сезона число лет наблюдений должно быть не менее 15. При расчетах за год в целом «год» включает не менее 9 месяцев и число лет – не менее 15.

Тренды температуры атмосферы

В таблицах 1 и 2 приведены коэффициенты линейных трендов регионально осредненных средних годовых и сезонных аномалий

температуры воздуха на стандартных изобарических поверхностях 850, 500, 100 гПа и суммарное изменение температуры за период 1978–2009 гг. За данный период потепление (в соответствии с трендами) в тропосфере над Арктическим регионом РФ составило в нижней тропосфере 1,57 °С, в средней 1,05 °С, похолодание – в нижней стратосфере -0,26 °С. Аналогичные оценки для Антарктического региона составили -0,16 °С в нижней, 0,06 °С в средней тропосфере и -3,20 °С в нижней стратосфере.

На рисунке 1 показаны временные ряды пространственно осредненных среднегодовых аномалий температуры на поверхностях 100, 500, 850 гПа над Арктическим и Антарктическим регионами. Прямой линией показан линейный тренд, рассчитанный методом наименьших квадратов за период 1978–2009 гг.

Т а б л и ц а 1

Коэффициенты уравнения линейной регрессии (линейного тренда) (a , °С/10 лет) для регионально осредненных средних годовых и сезонных аномалий температуры на изобарических поверхностях 850, 500, 100 гПа за период 1978–2009 гг. и доля суммарной дисперсии, объясненная трендом (d , %)

Регион/район	Р, гПа	Год		Зима		Весна		Лето		Осень	
		a	d								
Североевропейский район Арктики РФ	100	-0,15	1	0,10	0	-0,39	4	-0,15	5	-0,35	14
	500	0,38	22	0,50	12	-0,18	3	0,22	5	0,53	16
	850	0,49	23	0,85	19	0,01	0	0,35	10	0,46	12
Западно-Сибирский район Арктики РФ	100	-0,19	3	–	–	-0,57	10	0,15	8	-0,23	8
	500	0,02	0	0,15	1	-0,03	0	0,05	0	0,12	1
	850	0,32	9	0,82	11	0,20	2	0,17	3	0,44	8
Восточно-Сибирский район Арктики РФ	100	0,11	1	0,59	2	-0,85	10	-0,48	42	-0,11	2
	500	0,59	34	0,02	0	0,48	18	0,83	48	0,38	12
	850	0,73	28	0,14	1	0,55	11	0,59	21	0,51	12
Арктический регион РФ	100	-0,09	1	0,26	1	-0,58	9	-0,17	10	-0,24	12
	500	0,35	25	0,25	6	0,07	1	0,32	19	0,37	18
	850	0,52	30	0,61	11	0,24	6	0,38	21	0,47	16
Антарктика	100	-1,07	24	-1,13	39	-0,09	1	-0,19	1	-1,33	9
	500	0,02	0	-0,14	4	0,17	3	0,09	1	0,24	10
	850	-0,05	0	-0,10	3	0,04	0	0,00	0	0,13	5

Пр и м е ч а н и е. Для Антарктики «Зима» в таблице соответствует местному лету.

Таблица 2

Суммарное изменение температуры (Δ) за период 1978–2009 гг., соответствующее тренду

Регион/район	P, гПа	Год	Зима	Весна	Лето	Осень
		Δ	Δ	Δ	Δ	Δ
Североевропейский район Арктики РФ	100	-0,46	0,31	-1,16	-0,44	-1,04
	500	1,15	1,50	-0,55	0,67	1,59
	850	1,46	2,56	0,04	1,04	1,39
Западно-Сибирский район Арктики РФ	100	-0,58	–	-1,72	0,44	-0,70
	500	0,06	0,46	-0,10	0,15	0,35
	850	0,95	2,45	0,59	0,50	1,31
Восточно-Сибирский район Арктики РФ	100	0,32	1,78	-2,54	-1,44	-0,32
	500	1,76	0,07	1,43	2,49	1,13
	850	2,20	0,41	1,64	1,78	1,52
Арктический регион РФ	100	-0,26	0,78	-1,74	-0,50	-0,71
	500	1,05	0,76	0,21	0,96	1,11
	850	1,57	1,83	0,71	1,13	1,41
Антарктика	100	-3,20	-3,38	-0,27	-0,56	-3,98
	500	0,06	-0,42	0,52	0,28	0,73
	850	-0,16	-0,30	0,13	0,00	0,40

Данные таблиц и рис. 1 демонстрируют, что процесс потепления в тропосфере над северной полярной областью в 2009 г. продолжается и наиболее значительно оно в Восточно-Сибирском районе, для которого суммарное изменение температуры за период 1978–2009 гг. составило 2,2 °С в нижней тропосфере и 1,8 °С – в средней. Они также показывают, что за исследуемый период похолодание в нижней стратосфере наиболее значительно над Антарктикой.

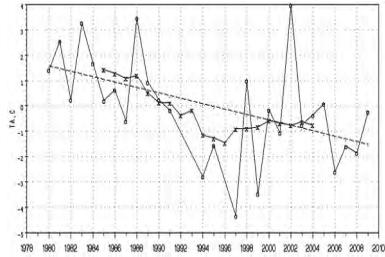
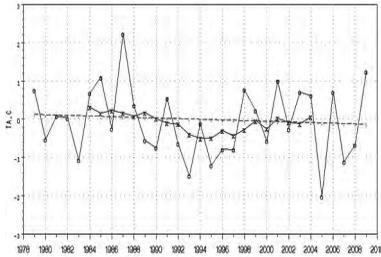
Из данных табл. 1 следует, что во все сезоны в нижней и средней тропосфере над рассматриваемыми районами Арктики определена тенденция к потеплению (исключение составляет средняя тропосфера над Североевропейским и Западно-Сибирским районами, где определено слабое похолодание весной).

Потепление в тропосфере над Арктическим регионом РФ наиболее существенно в зимний период над Североевропейским районом (0,85 °С/10 лет в нижней тропосфере и 0,5 °С/10 лет в средней)

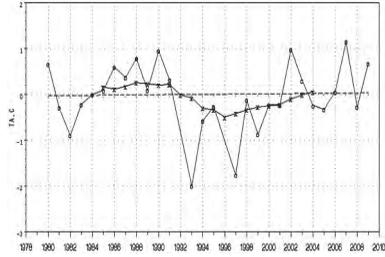
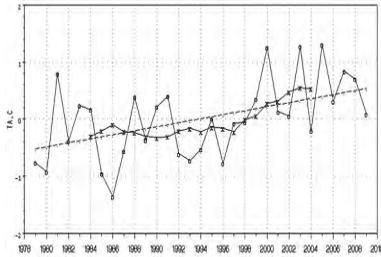
Арктика РФ

Антарктика

а) 100 гПа



б) 500 гПа



в) 850 гПа

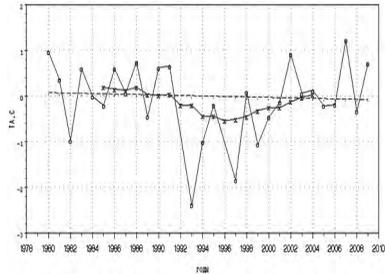
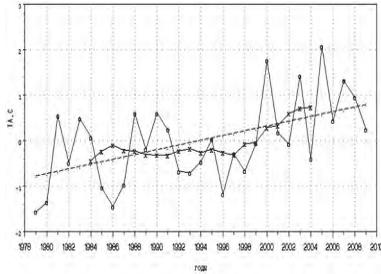


Рис. 1. Временные ряды пространственно осредненных среднегодовых аномалий температуры на стандартных изобарических поверхностях 100 гПа (а), 500 гПа (б), 850 гПа (в) над Арктическим и Антарктическим регионами. Прямой линией показан линейный тренд, рассчитанный методом наименьших квадратов за период 1978–2009 гг. Линии с крестиками показывают сглаженный ход температуры (11-летние скользящие средние).

и летом – над Восточно-Сибирским районом ($0,59\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ в нижней тропосфере и $0,83\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$ в средней). На рис. 2 показаны временные ряды соответствующих аномалий. В зимний период определено значительное потепление также в нижней тропосфере над Западно-Сибирским районом ($0,82\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$).

В нижней тропосфере над Антарктическим регионом для зимы отмечена тенденция к похолоданию, а в переходные периоды – к потеплению.

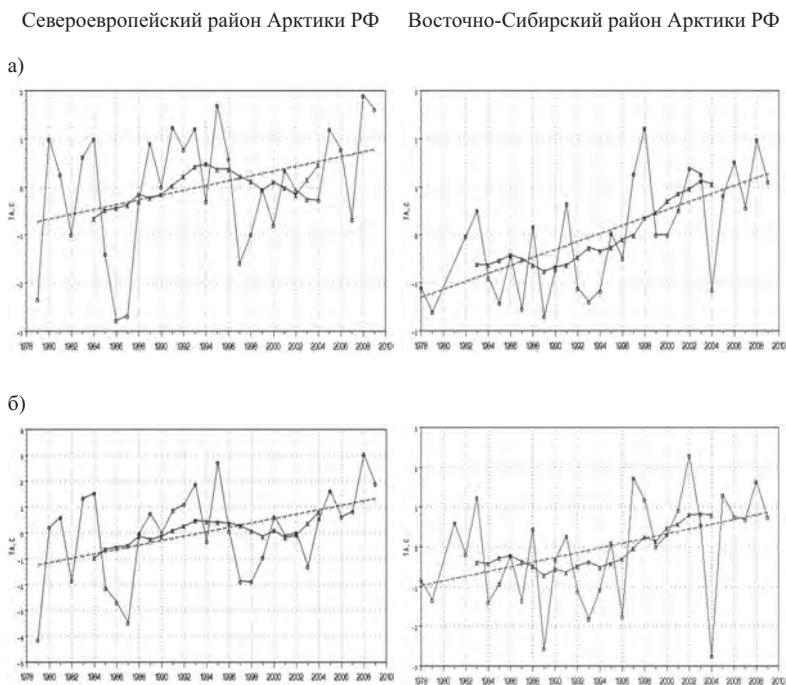


Рис. 2. Временные ряды пространственно осредненных средних зимних аномалий температуры на поверхностях 500 гПа (а) и 850 гПа (б) над Североевропейским районом и летних – над Восточно-Сибирским районом. Прямой линией показан линейный тренд, рассчитанный методом наименьших квадратов за период 1978–2009 гг. Линии с крестиками показывают сглаженный ход температуры (11-летние скользящие средние).

В нижней стратосфере над Арктическим регионом РФ для летнего и переходных сезонов определено похолодание, которое наиболее существенно весной ($-0,58\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$). В нижней стратосфере над Антарктическим регионом для всех сезонов определено похолодание, которое наиболее значительно осенью (местной весной $-1,33\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$) и зимой (местным летом $-1,13\text{ }^{\circ}\text{C}/10\text{ лет}$). На рис. 3 показаны временные ряды для пространственно осредненных средних аномалий температуры для поверхности 100 гПа над Арктикой РФ для весны, над Антарктикой – для осени. Заметим, что согласно последним исследованиям снижение глобальной температуры в нижней стратосфере за 1979–2007 гг. составило $0,5\text{ K}/10\text{ лет}$ [4].

Отметим, что похолодание в нижней стратосфере над Антарктикой заметно больше, чем над Арктикой РФ. Размах аномалий (т. е. разность между максимумом и минимумом) среднегодовой температуры в нижней стратосфере над Антарктикой достигает $8\text{ }^{\circ}\text{C}$, в то время как над Арктикой РФ он в 2 раза меньше – $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 1). Размах весенних аномалий в нижней стратосфере над Антарктикой достигает $19\text{ }^{\circ}\text{C}$, а над Арктикой РФ $9\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 3).

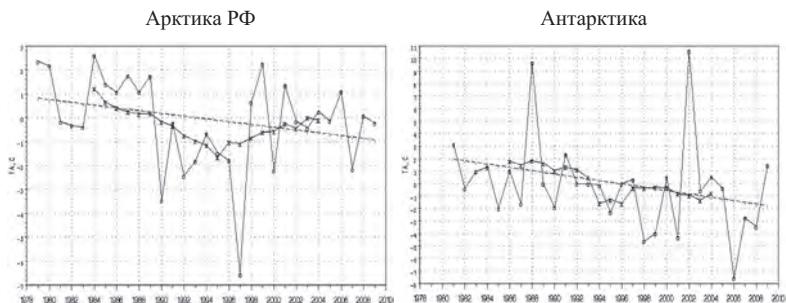


Рис. 3. Временные ряды пространственно осредненных средних весенних аномалий температуры на поверхности 100 гПа над Арктическим и Антарктическим регионами (для местной весны). Прямой линией показан линейный тренд, рассчитанный методом наименьших квадратов за период 1978–2009 гг. Линии с крестиками показывают сглаженный ход температуры (11-летние скользящие средние).

Заключение

На основе данных радиозондирования, проводимого на действующих полярных российских аэрологических станциях, содержащихся в массиве АЭРОСТАБ, за период 1978–2009 гг., сделаны следующие выводы.

- Процесс потепления в тропосфере в северной полярной области в 2009 г. продолжается, наиболее значительно оно в Восточно-Сибирском районе.
- В осенне-зимний период наибольшая скорость потепления в тропосфере определена для Североευропейского района Арктики РФ, а в весенне-летний период – для Восточно-Сибирского района.
- В нижней стратосфере над северной и южной полярными областями продолжается похолодание, наиболее значительно оно над Антарктикой, особенно местным летом и весной.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Арктический регион РФ

Североευропейский район. Для Североευропейского района расчет аномалий проведен на основе данных радиозондирования, проводимых на станциях Мурманск, Кандалакша, Шойна, Нарьян-Мар.

Тропосфера для календарного года над Североευропейским районом была в пределах нормы. Аномалии среднегодовой температуры в нижней тропосфере составили $-0,4 \dots 0,4$ °С, а в средней – $-0,3 \dots 0,3$ °С. В нижней стратосфере потепление составило $1,3–2,5$ °С. Наибольшее потепление в стратосфере отмечено в восточной части района, над станцией Шойна (рис. 4а).

Зимой 2008/2009 г. над Североευропейским районом тропосфера была теплой, аномалии не превышали $2,0$ °С (рис. 4б). В декабре 2008 г. (подробнее смотри ниже) тропосфера была рекордно теплой за исследуемый период для каждой из станций района, что привело к значительному зимнему потеплению в тропосфере. Стратосфера была самой теплой за рассматриваемый период, аномалии температуры составляли $4,6–6,7$ °С.

Весной и летом атмосфера была в пределах нормы. Осенью тропосфера над Североευропейским районом была теплой,

сезонные аномалии температуры над его восточной частью достигали $2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

В январе 2009 г. аномалии средней месячной температуры в нижней тропосфере не превышали $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, в средней – $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Нижняя стратосфера была теплой, отклонения средней месячной температуры от нормы были в пределах $2,7\text{--}4,8\text{ }^{\circ}\text{C}$. В феврале тропосфера была в пределах нормы, а в нижней стратосфере было отмечено рекордное потепление, которое было максимально ($15,8\text{ }^{\circ}\text{C}$) в районе Мурманска (рис. 4в).

С марта по август среднемесячные значения температуры в атмосфере над Северо-европейским регионом были в основном в пределах нормы. Стоит только отметить, что в марте потепление в нижней стратосфере составило $3,7\text{--}4,5\text{ }^{\circ}\text{C}$; в апреле атмосфера была прохладной: в средней тропосфере были отмечены отрицательные аномалии $-0,6 \dots -2,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в нижней тропосфере они составили $-0,8 \dots -1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$. В нижней тропосфере над восточной частью района над станциями Мурманск и Кандалакша в мае были отмечены положительные аномалии средних месячных температур ($2,0$ и $2,9\text{ }^{\circ}\text{C}$), а в июне среднемесячные температуры были ниже нормы на $-2,1$ и $-1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$ соответственно; в августе над западной частью района нижняя тропосфера была теплее нормы на $1,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, а средняя – на $1,4\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Для всех осенних месяцев аномалии температуры в нижней стратосфере над Северо-европейским районом не превышали по модулю $1\text{ }^{\circ}\text{C}$. В сентябре и ноябре тропосфера была теплой. В нижней тропосфере аномалии составили $1,5\text{--}2,7\text{ }^{\circ}\text{C}$. В сентябре над станцией Нарьян-Мар нижняя тропосфера была рекордно теплой, аномалии средних месячных температур составили $2,7\text{ }^{\circ}\text{C}$. В ноябре для нижней тропосферы аномалии составляли $1,9\text{--}3,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, а для средней $2,8\text{--}4,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Положительные аномалии температуры в средней тропосфере были рекордно высокими для Мурманска ($4,1\text{ }^{\circ}\text{C}$) и для Шойны ($3,9\text{ }^{\circ}\text{C}$).

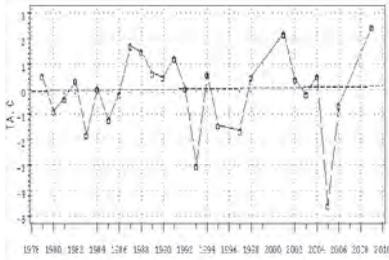
В декабре 2008 г. тропосфера была рекордно теплой за период 1978–2009 гг. для каждой из станций района: в нижней тропосфере положительные аномалии средних месячных температур составили $4,3\text{--}5,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в средней $4,2\text{--}5,4\text{ }^{\circ}\text{C}$. Максимальное потепление в нижней и средней тропосфере отмечено над Шойной.

В декабре 2009 г. нижняя тропосфера была холодной. Над Нарьян-Маром декабрьская температура была на $4,6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ниже

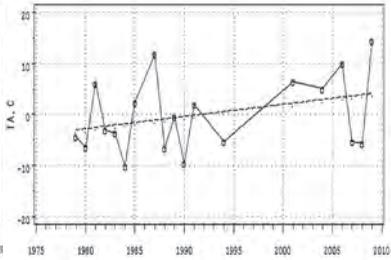
Североевропейский район Арктики РФ

Восточно-Сибирский район Арктики РФ

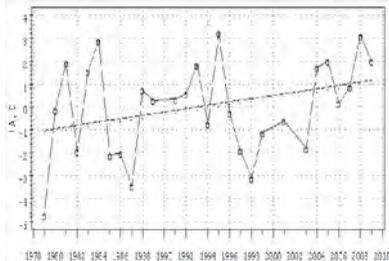
а)



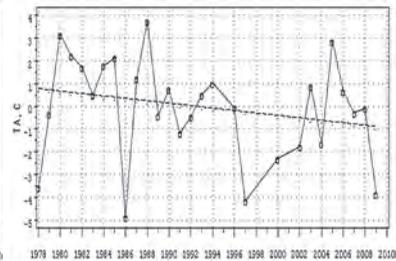
г)



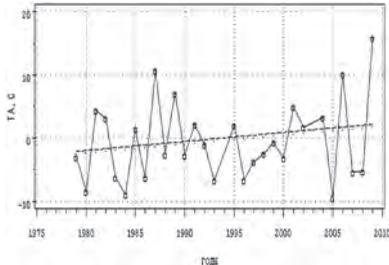
б)



д)



в)



е)

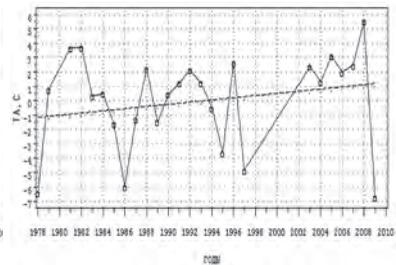


Рис. 4. Североевропейский район: годовые аномалии температуры на поверхности 100 гПа над станцией Шойна (а), зимние – на поверхности 850 гПа над Нарьян-Маром (б), и февральские – на поверхности 100 гПа над Мурманском (в). Западно-Сибирский район: февральские аномалии температуры на поверхности 100 гПа над Островом Диксон (г), декабрьские – на поверхности 500 гПа над Норильском (д) и на поверхности 850 гПа над Салехардом (е). АЭРОСТАБ. 1978–2009 гг.

многолетней нормы (рекордно холодная нижняя тропосфера в декабре 1978 г. была на $7,3$ °С ниже многолетней нормы).

Западно-Сибирский район. Для Западно-Сибирского района расчет аномалий температуры проведен для каждой из станций: Салехард, Остров Диксон, Норильск.

В целом за 2009 г. тропосфера над Западно-Сибирским районом была прохладной, аномалии среднегодовой температуры в нижней тропосфере составляли $-0,2 \dots -1,1$ °С, а в средней $-0,1 \dots -1,8$ °С. В нижней стратосфере значения положительных аномалий температур не превышали $1,1$ °С.

Зимой 2008/2009 г. тропосфера над Западно-Сибирским районом была в пределах нормы. Для нижней тропосферы над всеми станциями района положительные аномалии не превышали $0,9$ °С, а для средней – значения аномалий были в пределах $-1,2 \dots 0,9$ °С. Весной и летом на исследуемых уровнях в атмосфере над Западно-Сибирским районом определены отрицательные аномалии, не превышающие $-2,2$ °С. Осенью нижняя тропосфера была теплой: аномалии были в пределах $0,7 - 1,2$ °С; в средней тропосфере над Норильском было зафиксировано похолодание с отрицательными аномалиями $-1,2$ °С.

В январе 2009 г. тропосфера над Западно-Сибирским районом была в пределах нормы: аномалии в нижней тропосфере были в диапазоне $-1,2 \dots 1,2$ °С, а в средней $-1,9 \dots 0,0$ °С.

В феврале и марте тропосфера была прохладной, а в нижней стратосфере было отмечено потепление. Наибольшее похолодание в тропосфере определено над восточной частью района, где аномалии температуры составили около $-3,0$ °С. В стратосфере в феврале были отмечены рекордно высокие за рассматриваемый период положительные аномалии, которые составили $12,1 - 14,5$ °С (рис. 4а), в марте в нижней стратосфере температура была ниже нормы на $3,7 - 4,8$ °С.

В период с апреля по август среднемесячные значения температуры в атмосфере были в пределах нормы. Только в апреле было отмечено потепление в нижней тропосфере в районе Норильска, которое составило $2,8$ °С, и в июле над Островом Диксон – $2,2$ °С.

Над Западно-Сибирским районом в сентябре в нижней тропосфере среднемесячная температура была выше нормы на 2 °С, а в октябре над Островом Диксон она была выше нормы на $2,5$ °С.

В декабре 2008 г. над Западно-Сибирским районом тропосфера была теплой, а в нижней стратосфере отмечено слабое похолодание. В тропосфере на западе района был отмечен рекордно теплый декабрь: для Салехарда в ее нижнем слое аномалии среднемесячной температуры составили $5,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 4е), а в средней тропосфере аномалии составили $4,2\text{ }^{\circ}\text{C}$.

В декабре 2009 г. над Западно-Сибирским районом тропосфера была очень холодной. Аномалии в нижней тропосфере составили $-3,3 \dots -6,7\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в средней $-1,9 \dots -3,8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Температура в средней тропосфере над Норильском была на $3,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ ниже многолетней нормы (рис. 4д). Над станцией Салехард декабрьская температура в нижней тропосфере была рекордно низкой: она на $6,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ была ниже многолетней нормы (рис. 4е).

Восточно-Сибирский район. Для Восточно-Сибирского района расчеты аномалий проведены для станций Оленек, Тикси, Жиганск, Верхоянск.

За год в целом тропосфера над Восточно-Сибирским районом была теплой, самой теплой над Российской Арктикой в 2009 г. Над станцией Оленек в нижней тропосфере были отмечены самые большие положительные аномалии температуры среди рассматриваемых станций, $1,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 5а) и в средней тропосфере над Верхоянском $0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$. Нижняя стратосфера была теплой: ее среднемесячные значения были выше многолетней нормы на $0,4-1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Зимой 2008/2009 г. тропосфера была холодной: аномалии температуры были в пределах $-1,7 \dots 0,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Нижняя стратосфера была теплой. Наибольшие положительные аномалии ($3,2\text{ }^{\circ}\text{C}$) для нее отмечены над станцией Оленек. Для остальных сезонов тропосфера была теплой: аномалии температуры в нижней и средней тропосфере не превышали $1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 5б); в нижней стратосфере были отмечены небольшие отрицательные аномалии, которые не превосходили значения $-1,7\text{ }^{\circ}\text{C}$.

В январе 2009 г. над Восточно-Сибирским районом среднемесячная температура для нижней и средней тропосферы была выше нормы: в нижней тропосфере аномалии составили $3,5\text{ }^{\circ}\text{C}$, а в средней $1,1-2,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. В стратосфере температура была в пределах нормы.

В феврале тропосфера была холодной: в нижней тропосфере над станциями Оленек и Верхоянск среднемесячная температура

была ниже нормы на $-3,1$ и $-3,3$ °С, а в средней над Жиганском на $-1,4$ °С. В феврале нижняя стратосфера была рекордно теплой: аномалии составили $8,0$ – $11,4$ °С.

В марте в нижней тропосфере похолодание составило от $-0,5$ °С для станции Тикси до $-3,0$ °С для станции Оленек, а в средней тропосфере $-0,5$... $-3,4$ °С. Стратосфера была теплой с отклонениями среднемесячной температуры от нормы на $1,1$ – $3,9$ °С.

В апреле тропосфера над Восточно-Сибирским районом была теплой. Аномалии составили $2,8$ – $4,6$ °С. Наиболее значительная аномалия была отмечена над станцией Оленек в нижней тропосфере: средняя месячная температура была выше нормы на $4,6$ °С (рис. 5в). Положительные аномалии в средней тропосфере не превышали значения $2,3$ °С. Нижняя стратосфера была холодной: отрицательные аномалии средней месячной температуры для изобарической поверхности 100 гПа на станциях района были в пределах $-2,6$... $-4,7$ °С.

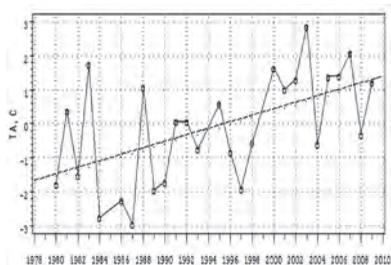
С мая по октябрь атмосфера над Восточно-Сибирским районом в основном была в пределах нормы. Только в июне средняя месячная температура в тропосфере была значительно выше нормы: ее аномалии в нижней тропосфере над станциями района составили $1,1$ – $4,4$ °С и в средней тропосфере $2,6$ – $4,1$ °С. Максимальное потепление ($4,1$ °С) было определено над Жиганском. Над Верхоянском средняя тропосфера была рекордно теплой за последние 30 лет, средняя месячная температура была выше нормы на $3,1$ °С.

Для всех осенних месяцев нижняя стратосфера над Восточно-Сибирским районом была в пределах нормы с незначительными отрицательными аномалиями. В сентябре и октябре тропосфера была теплой. В октябре в нижней тропосфере над Восточной частью района (над станцией Оленек) среднемесячная температура превышала норму на $3,4$ °С. В тропосфере над остальными станциями положительные аномалии были ниже значения $1,9$ °С. В ноябре тропосфера в основном была прохладной с небольшими отрицательными аномалиями.

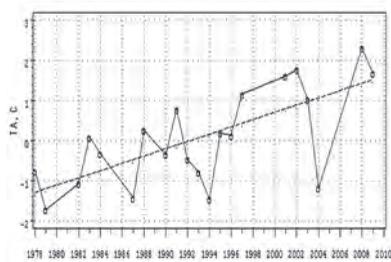
В декабре 2008 г. нижняя тропосфера была очень холодной, средняя месячная температура была ниже нормы на $-2,7$... $-5,5$ °С; средняя тропосфера была в пределах нормы, а нижняя стратосфера была теплой со значениями аномалий в пределах $1,4$ – $3,2$ °С.

В декабре 2009 г. среднемесячная температура в нижней тропосфере была в пределах нормы, а в нижней стратосфере она превышала многолетнюю норму на 7,8–8,2 °С.

а)



б)



в)

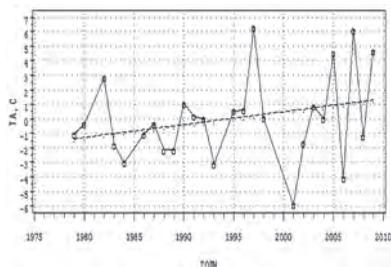


Рис. 5. Восточно-Сибирский район. Годовые аномалии температуры на поверхности 850 гПа над станцией Оленок (а), летние – на поверхности 500 гПа над станцией Жиганск (б) и апрельские – на поверхности 850 гПа над станцией Оленок (в). АЭРОСТАБ. 1978–2009 гг.

Антарктический регион

В целом за год тропосфера над Антарктикой в 2009 г. была теплой: аномалии среднегодовой температуры не превышали значения $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, определенного для станции Мирный в нижней тропосфере. В нижней стратосфере значения аномалий были в пределах $-1 \dots 0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. В нижней тропосфере над станцией Новолазаревская год был одним из самых теплых за период наблюдений с 1980 г. (см. рис. 6а). Заметим, что наибольшие положительные аномалии среднегодовой температуры ($0,9\text{ }^{\circ}\text{C}$) были определены в 2002 г.

Для всех сезонов, кроме зимы (местного лета), над каждой из станций в тропосфере также отмечены только положительные аномалии ($0,7-1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$). Наибольшие отклонения среднемесячной температуры от многолетних норм для нижней ($1,6\text{ }^{\circ}\text{C}$) и средней ($1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$) тропосферы были определены осенью (местной весной) для станции Мирный (рис. 6б). В нижней стратосфере аномалии температуры были в пределах $-0,9 \dots 2,1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Зимой (местным летом) в нижней и средней тропосфере для станций Новолазаревская и Мирный отмечены аномалии противоположных знаков: отрицательные – для Новолазаревской ($-0,3$ и $-1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$) и положительные – для Мирного ($0,6\text{ }^{\circ}\text{C}$). Стратосфера зимой была холодной для обеих станций. Максимальное похолодание в нижней стратосфере ($-3,8\text{ }^{\circ}\text{C}$) отмечено зимой для станции Новолазаревская (см. рис 6в).

Анализ аномалий среднемесячных температур в атмосфере показал, что для мая, июня и июля нижняя тропосфера была очень теплой над обеими станциями. В мае над станцией Новолазаревская тропосфера была рекордно теплой: аномалии среднемесячных температур для нижней тропосферы составили $2,4\text{ }^{\circ}\text{C}$, а для средней $4,4\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 6г); над станцией Мирный аномалии для нижней тропосферы составили $3,2\text{ }^{\circ}\text{C}$, что на $0,8\text{ }^{\circ}\text{C}$ ниже рекордного значения $4,0\text{ }^{\circ}\text{C}$, которое было отмечено в мае 1988 г. и в мае 2007 г. (рис. 6д). В июне над станцией Новолазаревская нижняя тропосфера была рекордно теплой: аномалии составили $2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$. В июле температурные аномалии для тропосферы были в пределах $1,5-2,0\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Наибольшая отрицательная аномалия среднемесячных температур для антарктических станций были определены для апреля: в нижней тропосфере над станцией Мирный ($-1,3\text{ }^{\circ}\text{C}$), а в средней – над станцией Новолазаревская ($-2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Антарктика

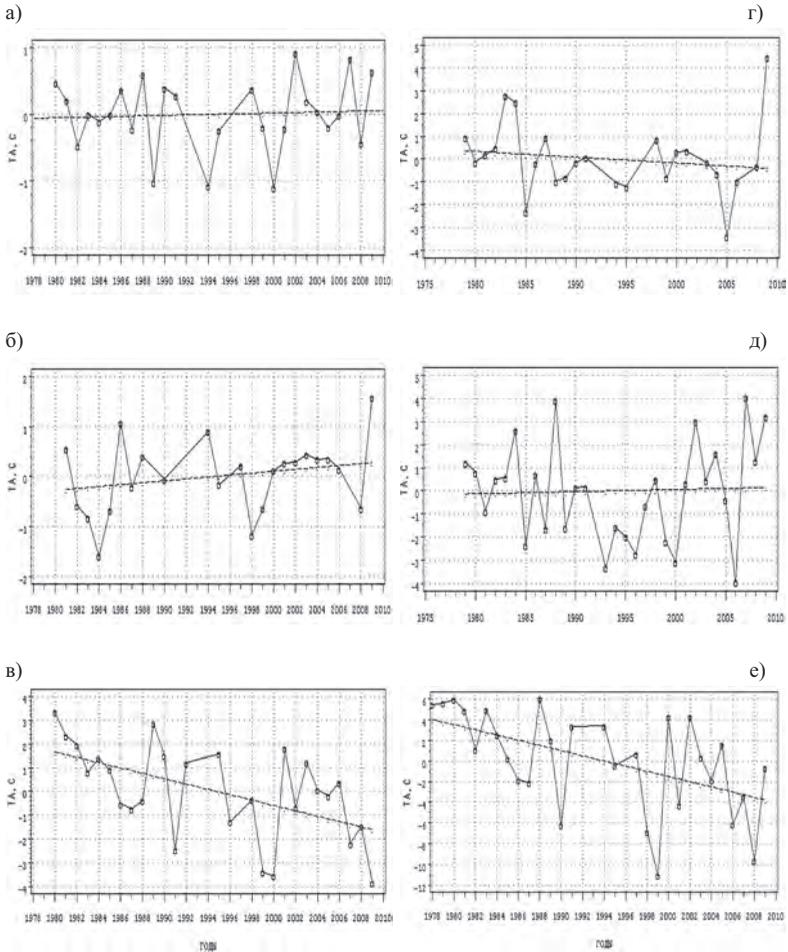


Рис. 6. Антарктический регион. Годовые аномалии температуры на изобарической поверхности 850 гПа над Новолазаревской (а); осенние (для местной весны) – на поверхности 850 гПа над Мирным (б); зимние (для местного лета) – на поверхности 100 гПа над Новолазаревской (в), майские – на поверхностях 500 гПа над Новолазаревской (г) и 850 гПа над Мирным (д); декабрьские – на поверхности 100 гПа над Новолазаревской (е). АЭРОСТАБ. 1978–2009 гг.

Нижняя стратосфера в 2009 г. была в основном в пределах нормы. Только в ноябре она была теплой: аномалия над станцией Мирный составила 5,4 °С. В декабре 2008 г. нижняя стратосфера была холодной, аномалии достигали значений -4,7 и -9,6 °С над Мирным и Новолазаревской соответственно. Это привело к рекордно холодной нижней стратосфере зимой 2008/2009 г. над Новолазаревской (см. рис. 6е).

Данное исследование поддержано подпрограммой «Определение изменений в окружающей среде Антарктики в условиях меняющегося климата» Федеральной целевой программы «Мировой океан».

Литература

1. Алдухов О.А., Оржеховская В.А., Садовникова Т.О., Руденкова Т.В. Архив текущей аэрологической информации «АЭРОСТАБ» // Описание архива. Обнинск, 1990. С. 28.

2. Алдухов О.А., Лагун В.Е., Черных И.В., Яговкина С.В. Об изменении климата в тропосфере над Антарктическим полуостровом // *Problemy Klimatologii Polarnеj*. 2006. Vol. 16. P. 7–22.

3. Алдухов О.А., Черных И.В. Метод восстановления профилей температуры и влажности в данных радиозондовых наблюдений // Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2010. Вып. 175. С. 189–204.

4. Варгин П.Н., Юшков В.А., Хайкин С.М., Цветкова Н.Д., Кострыкин С.В., Володин Е.М. Изменение климата и средняя атмосфера – вопросы все больше // Вестник Российской академии наук. Москва, 2010. Т. 80, № 2. С. 14–130.

5. Груза Г.В., Зайцев А.С., Кароль И.Л., Катцов В.М., Кобышева Н.В., Мелешко В.П., Мещерская А.В., Мирвис В.М., Решетников А.И., Спорышев П.В. и др. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствий на территории Российской Федерации. Том 1. Изменения климата. М.: Росгидромет, 2008.

6. Данилов А.И., Алексеев Г.В., Дмитриев В.Г., Клепиков А.В., Моргунов Б.А., Петров В.С. Изменение климата и устойчивое развитие Арктики // Труды ААНИИ. Санкт-Петербург, 2007. Т. 447. С. 241–259.

7. Зайцева Н.А. Аэрология. Л.: Гидрометеоздат, 1990. 325 с.

8. Прик З.М. Климатическое районирование Арктики // Труды ААНИИ. Санкт-Петербург, 1971. Т. 304. С. 72–84.

9. Стерин А.М. Методы и результаты эмпирико-статистического анализа климатических изменений температуры воздуха в свободной атмосфере // Автореферат диссертации на соискание ученой степени д. ф.-м. н. Санкт-Петербург, 2004. С. 35.

10. Стерин А.М. О чувствительности оценок трендов температуры тропосферы и нижней стратосферы по радиозондовым данным. Часть 1: Выбор массива данных, периода рядов и техники их анализа // *Метеорология и гидрология*. Москва, 2004. № 5. С. 21–36.
11. Черных И.В., Алдухов О.А., Оржеховская В.А. Мониторинг температуры атмосферы над полярными регионами России за 2007–2008 гг. // *Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД»*. 2010. Вып. 175. С. 159–173.
12. Черных И.В., Алдухов О.А. Тренды температуры и содержания водяного пара в тропосфере над Западно-Сибирским районом Арктики // *Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД»*. 2010. Вып. 175. С. 174–188.
13. Eskridge R.E., Alduchov O.A., Chernykh I.V., Zhai P., Polansky A.C., Doty S.R. A comprehensive aerological reference dataset (CARDS): rough and systematic errors // *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 1995. Vol. 76, N 10. P. 1759–1775.

ХАРАКТЕРИСТИКИ ЦИКЛОНИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ПО ДАННЫМ О ТРАЕКТОРИЯХ ЦИКЛОНОВ ЗА 1960–1991 ГОДЫ

В статьях [1, 2] содержится информация о создании и способах контроля архива траекторий циклонов Северного полушария за 1960–1991 гг. Архив содержит сведения о координатах центра циклона в 0 и 12 ч и о давлении в центре циклона в 0 ч GMT. Архив подвергался различным способам контроля, в том числе сверке с исходным материалом и сопоставлению с опубликованными траекториями тропических циклонов. Несмотря на тот факт, что архив невозможно пополнить данными за истекшие 20 лет, он представляет собой уникальный массив информации по циклонам Северного полушария, анализу которого посвящена данная статья. В архив включены сведения о 95 тысячах траекторий, содержащих в общей сложности более 400 тысяч отсчетов в указанные сроки. При создании архива учитывались все циклоны, очерченные хотя бы одной замкнутой изобарой и существовавшие хотя бы в один из сроков; отсюда ясно, что минимальная длительность существования циклонов, попавших в архив, составляет менее одних суток. С другой стороны, есть циклоны-долгожители, существующие в течение нескольких недель. Длительность жизни циклонов меняется в чрезвычайно большом диапазоне, от 12 часов до 28 суток, о чем свидетельствует таблица 1.

Как следует из таблицы, большинство траекторий принадлежит циклонам, время жизни которых не превышает 4 суток (87 %) и только 13 % циклонов прослеживаются на карте в течение 5 и более суток, причем количество циклонов быстро убывает с возрастанием длительности жизни.

Первая запись архива относится к январю 1960 года, последняя – к февралю 1991 года, однако, как показывает таблица 2, количество информации, попавшей в архив в разные годы, является заметно неодинаковым. Рассчитаем годовую сумму циклонов в порядке убывания количества интервалов, что позволит отразить многолетнюю динамику циклонов, исключая из расчетов данные за неполный 1991-й год.

Таблица 1

Распределение циклонов по градациям времени жизни

Продолжительность существования,сут	Количество случаев	Проценты
0,5	29 402	30,9
1–2	36 505	38,3
3–4	16 957	17,8
5–6	6 889	7,2
7–8	2 992	3,1
9–10	1 398	1,5
11–12	577	0,6
13–14	267	0,3
15–16	104	0,1
17–18	61	0,1
19–20	23	0,0
21–22	9	0,0
23–28	7	0,0
Всего	95 191	100

Таблица 2

Годовая сумма циклонов в порядке возрастания количества
12-часовых интервалов

Год	Количество 12-часовых интервалов										
	>1	>4	>7	>10	>13	>16	>19	>22	>25	>28	>31
1960	1170	640	340	191	96	50	20	7	1	1	1
1961	1361	762	381	192	102	45	24	12	8	3	2
1962	1416	893	474	233	118	69	39	22	10	3	2
1963	1568	935	464	224	121	56	32	16	11	7	5
1964	1489	860	458	241	123	67	36	20	8	6	1
1965	1969	970	530	284	156	88	43	22	13	7	3
1966	1851	918	511	280	174	103	61	35	21	14	9
1967	1744	957	516	283	173	95	49	23	16	8	8
1968	1731	923	509	280	162	88	55	27	20	12	5
1969	1955	1008	523	275	160	83	48	21	14	6	3
1970	2330	1241	633	367	191	112	65	37	21	14	10
1971	2648	1356	647	369	198	120	63	40	20	13	10

Окончание табл. 2

Год	Количество 12-часовых интервалов										
	>1	>4	>7	>10	>13	>16	>19	>22	>25	>28	>31
1972	2640	1329	588	309	156	82	39	19	10	4	2
1973	3210	1407	613	316	157	90	48	25	13	7	3
1974	3421	1098	444	203	112	52	22	15	9	4	1
1975	3960	1094	448	212	99	57	28	12	5	2	1
1976	4023	1114	462	238	124	62	22	17	11	8	3
1977	3522	1136	528	275	136	61	34	12	8	3	1
1978	2730	970	489	247	126	66	33	18	9	5	3
1979	2339	925	509	294	161	89	48	23	12	6	4
1980	2316	925	521	311	170	95	47	26	14	6	4
1981	1705	798	479	271	164	110	58	34	20	11	8
1982	1804	867	475	300	190	106	62	39	24	15	10
1983	1838	804	464	282	167	84	52	30	14	8	6
1984	1680	778	467	274	161	90	54	27	20	9	3
1985	1509	781	473	274	164	107	58	26	12	9	6
1986	1535	744	436	241	148	74	36	20	11	5	3
1987	1663	775	415	229	124	67	38	19	10	3	2
1988	1615	736	399	210	93	50	22	12	5	3	2
1989	1550	732	395	219	99	49	17	9	4	1	1
1990	1241	684	403	250	140	76	38	17	8	1	1
Количество	31	31	31	31	31	31	31	31	31	31	31
Сумма	65 533	29 160	14 994	8174	4465	2443	1291	682	382	204	123
Среднее	2114	941	484	264	144	79	42	22	12	7	4
Максимум	4023	1407	647	369	198	120	65	40	24	15	10
Минимум	1170	640	340	191	93	45	17	7	1	1	1
Амплитуда	2853	767	307	178	105	75	48	33	23	14	9
Стандарт	792	200	71	45	30	21	14	9	6	4	3
Вариация, %	37,5	21,3	14,7	17,1	20,9	27,0	34,0	39,6	46,1	61,3	74,9

В первой колонке указана сумма циклонов со сроком жизни более одного 12-часового интервала, далее идут с шагом 3 интервала суммы циклонов с периодом жизни более 4; 7 и т.д. сроков, и, таким образом, каждая сумма включает циклоны правого столбца плюс циклоны очередного срока. Например, в 1960 году сумма циклонов с числом интервалов более 7 составляет 340, в том числе 191 циклон с числом сроков более 10. Значит, циклонов, которые существовали 8–9 сроков в этом году, было: $340 - 191 = 149$.

Ясно, что годовые суммы убывают с увеличением длительности, однако в многолетнем ходе есть взлеты и падения, которые отражены на рисунке 1, иллюстрирующем временные изменения в количестве циклонов, просуществовавших более 36 часов с шагом 12 часов до 8 интервалов, и далее – с шагом 24 часа. Последней категорией, отраженной на графике, являются циклоны с временем жизни более 18 суток (9 сут). Их сумма за 31 год составила всего 1590 случаев, среднее многолетнее равно 51 случаю, коэффициент вариации составляет примерно треть от среднего многолетнего, и в масштабе вертикальной оси соответствующая кривая уже близка к нулю, поэтому решено для оставшихся более длительных циклонов многолетний ход не выводить. Их слишком мало, и возникают они не ежегодно, достаточно отразить их характеристики в табличном виде.

Поскольку каждая предыдущая категория длительности включает все последующие, на графике нет пересечений и нет пилообразных кривых, отражающих случайные колебания, количество циклонов убывает по мере увеличения длительности их жизни, но это убывание не является равномерным, поэтому неслучайно шаг длительности увеличен в 2 раза. Наиболее заметной особенностью

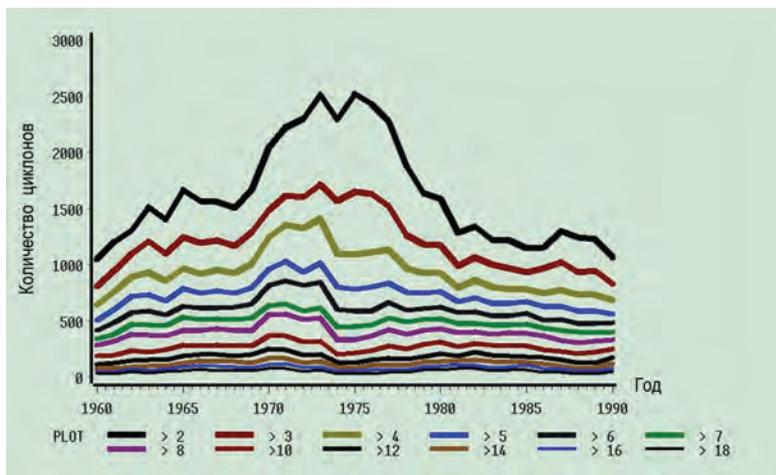


Рис. 1. Многолетний ход годовой суммы циклонов в порядке возрастания сверху вниз количества 12-часовых интервалов

многолетнего хода является рост годовой суммы циклонов всех категорий, который начинается в 1970 году, достигает максимума в 1973–1975 гг., а затем происходит спад к 1980 году. По мере увеличения длительности период максимальных значений сокращается до 1970–1973 гг. и для сроков более 18 становится малозаметным. В течение 10 лет количество циклонов было заметно большим, чем до и после десятилетия 1970–1979 гг., что наводит на мысль о том, что подобное постоянство в течение 10-летнего периода, скорее всего, было вызвано какими-то внешними причинами, например увеличением интенсивности общей циркуляции атмосферы. В связи с этим авторы предприняли попытку установить связь между индексом Е.Н. Блиновой и количеством циклонов в месячном обобщении, однако расчеты показали, что связь между этими двумя параметрами близка к нулю, и, таким образом, причины увеличения, а затем уменьшения числа циклонов пока остаются неизвестными.

Завершают таблицу статистические характеристики многолетних рядов, в том числе сумма за 31 год, среднее многолетнее, экстремумы и характеристики разброса – амплитуда, стандарт и коэффициент вариации (C_V), оценивающий стандарт в долях среднего многолетнего. Сумма, среднее, максимум, минимум, амплитуда и стандарт убывают слева направо, то есть в соответствии с убыванием времени жизни циклонов, однако коэффициент вариации, который является для положительно распределенных величин по-настоящему независимой характеристикой, ведет себя по-иному. На рисунке 2 представлен ход таких статистик, как многолетний максимум (верхняя кривая), многолетний минимум (нижняя кривая) и среднее многолетнее, которое, естественно, располагается между ними.

Статистики для первых 8 интервалов убывают довольно быстро, затем скорость их уменьшения замедляется на длительностях 9–14 интервалов, после чего различие между экстремумами и средним становятся незначительными. Таким образом, установлен факт убывания среднего многолетнего и характеристик межгодового разброса, однако коэффициент вариации указывает на то, что по мере увеличения длительности межгодовая изменчивость убывает для первых 8 интервалов от 38 до 15 %, а затем происходит рост, довольно быстрый, так что к интервалу 32 изменчивость составляет 75 % от среднего (см. табл. 2).

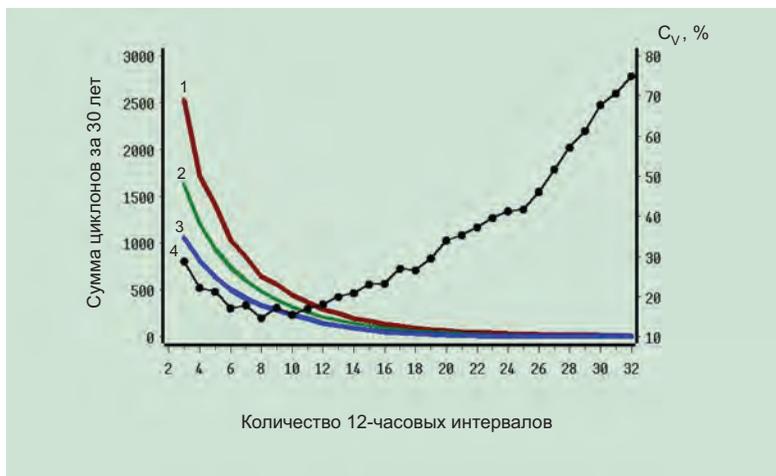


Рис. 2. Изменение многолетних статистических характеристик в зависимости от длительности жизни циклонов: 1 – многолетний максимум, 2 – среднее многолетнее, 3 – многолетний минимум, 4 – коэффициент вариации

Итак, расчеты показали, что годовая сумма циклонов убывает по мере роста времени их существования, а в многолетнем ходе годовых сумм имеются не отдельные пики, а значительный период максимальных значений, который сокращается от 11 лет для короткоживущих циклонов до 2 лет – для длительных. Межгодовая изменчивость годовой суммы правильно оценивается не стандартом, который зависит от длительности, а коэффициентом вариации, который быстро убывает для «коротких» циклонов, остается почти постоянным для «средних» и возрастает для «длинных» циклонов.

Для дальнейшего анализа все траектории разделены на 4 группы. В первую группу отнесем циклоны одного срока, то есть циклоны, проявляющие себя в один из сроков 0 или 12 ч и исчезающие в течение ближайших 12 часов (29 402 циклона, 31 %). Вторая, самая многочисленная группа, содержит циклоны, существующие от 1 до 4 сут, что соответствует количеству сроков 2–8 (53 462 циклона, 55,5 %). Затем идут циклоны средней длительности от 5 до 10 сут, составляющие 12 %, и последней является градиация

самых длительных циклонов с большим разбросом времени жизни 11–28 сут и малым количеством случаев, доля которых составляет всего 1,5 % от общего количества циклонов (95 191).

Разделив циклоны по градациям времени жизни, приступим к анализу пространственных особенностей их возникновения и рассмотрим распределение первых точек каждой траектории в трех аспектах: 1) по широтным зонам, 2) по суше и океану, 3) по регионам Северного полушария. Зная широту точки возникновения циклона, рассчитаем количество широт по 10-градусным широтным поясам и получим зональный профиль, рассматривая который следует иметь ввиду, что циклоны одного срока включались в архив только в том случае, если они находились на карте севернее 20-й параллели. По этой причине в зоне 0–10 и 11–20 для этой категории циклонов стоят нули, но это не значит, что односрочные циклоны в этом поясе отсутствуют (табл. 3). Как раз наоборот, судя по картам из Синоптического бюллетеня, эти широты являются местом постоянного возникновения односрочных циклонов, но возможность численной оценки количества циклонов в этих широтах, характеризующихся самым сильным и постоянным в течение года притоком тепла от солнца, по архивным данным невозможна.

Таблица 3

Количество циклонов, возникших в 10-градусных широтных поясах

Широта, ° с.ш.	Длительность существования циклонов, сут				
	0,5	1–4	5–10	11–28	Всего
0–10	0/0,0	6979/13,1	656/5,8	134/12,8	7770/8,2
11–20	0/0,0	3096/5,8	784/7,0	216/20,6	4099/4,3
21–30	9084/30,9	4908/9,2	740/6,6	89/8,5	14817/15,6
31–40	9758/33,2	9820/18,4	2405/21,3	187/17,8	22170/23,3
41–50	4720/16,1	10260/19,2	2675/23,7	196/18,7	17851/18,8
51–60	2222/7,6	8293/15,5	2034/18,0	133/12,7	12682/13,3
61–70	2149/7,3	6066/11,3	1264/11,2	59/5,6	9538/10,0
71–80	1221/4,2	3368/6,3	585/5,2	30/2,9	5204/5,5
81–90	248/0,8	672/1,3	136/1,2	4/0,4	1060/1,1
Всего	29402/100	53462/100	11279/100	1048/100	95191/100

Данные таблицы свидетельствуют о том, что циклоны могут возникнуть в любой из широтных зон, однако лидирующее положение занимает зона 21–60° с.ш., в которой в сумме по 4 градациям возникает более половины всех циклонов (последняя колонка). Циклоны одного срока чаще всего образуются на широтах 21–40° с.ш., а максимум возникновения более длительных циклонов сдвинут на 41–50° с.ш. Важно также отметить, что средой образования долгоживущих циклонов является, наряду с зоной 41–50° с.ш., также и экваториальная зона от 0 до 20° с.ш. Ближе к полярному кругу количество вновь возникших циклонов снижается и в приполюсной районе достигает минимума, но все-таки не доходит до нуля, что говорит о том, что и над Северным Ледовитым океаном возможно образование новых циклонов. Иногда, очень редко, здесь может образоваться устойчивый циклон с временем жизни более 10 суток.

Все точки траектории имеют в архиве признак принадлежности к суше или морю в соответствии с их координатами, но есть небольшое отступление от этого правила, касающееся мелких островов. Если координаты циклона совпадали с координатами небольшого острова в океане, то все-таки точка приобретала признак не суши, а океана. Координаты первой точки траектории считались координатами возникновения циклона и, соответственно, принадлежность первой точки к суше или морю считалась признаком зарождения циклона над сушей или морем (табл. 4). Принадлежность точки к суше или морю определялась по высоте над и под уровнем моря независимо от наличия ледового покрова.

Таблица 4

Повторяемость возникновения циклонов над морем и сушей

Вид поверхности	Длительность существования циклонов, сут				Всего	Северное полушарие
	0,5	1–4	5–10	11–28		
Море	6013/20,5	27672/51,8	6632/58,8	691/65,9	41008/43,1	19625/60,6
Суша	23389/79,5	25790/48,2	4647/41,2	357/34,1	54183/56,9	12775/39,4
Всего	29 402/100	53 462/100	11 279/100	1048/100	95 191/100	32 400/100

Определив повторяемость признака суша/море для всех циклонов, получаем, что циклоны одного дня (первая градация длительности) чаще возникали над сушей, в то время как все

остальные циклоны, и особенно циклоны 4-й градации, тяготеют к морю. Итоги по всем циклонам вместе указывают на преобладание суши, однако этот результат возник под влиянием вклада односрочных циклонов, природа которых по-видимому существенно иная, чем природа более устойчивых образований. Особенности этих циклонов будут рассмотрены в дальнейшем более подробно.

В последней колонке таблицы дано соотношение между сушей и морем для точек Северного полушария с шагом 1° по широте и долготе (61/39 %), что позволяет сравнивать соответствующие цифры по каждой градации с естественным распределением суши и моря. Ясно, что для первой градации вывод о предпочтении суши вполне оправдан, поскольку соотношение 20/80 (первая колонка) заметно отличается от 61 / 39 %. Циклоны второй градации чаще образуются над морем, чем над сушей, однако доля суши у них больше, чем в целом по Северному полушарию, а доля моря – ниже. Для двух последних градаций частота возникновения близка к природному соотношению между сушей и морем и, значит, нельзя говорить о том, что условия океанической / морской поверхности благоприятствуют или, наоборот, препятствуют их образованию.

Желая получить более подробную информацию о регионах зарождения циклонов, авторы установили принадлежность точек возникновения к крупным географическим объектам Северного полушария, таким как океаны, моря и части континентов (табл. 5).

Количество точек в каждом объекте и доля точек среди 32 760 точек Северного полушария в процентах приведены в последней колонке таблицы, ориентируясь на которую можно составить представление о частоте, с которой образуются циклоны над тем или иным объектом. Например, Атлантический океан содержит 14 % точек Северного полушария, по сравнению с которыми повторяемость первой градации намного меньше, а градаций 5–10 и 11–28 сут больше, чем природное количество точек, что говорит о том, что циклоны средней и большой длительности над этим океаном возникают чаще, чем можно ожидать, ориентируясь на долю, занимаемую океаном на полушарии, выраженную как в количестве точек, так и в квадратных километрах. Атлантический и Тихий океаны лидируют среди объектов для циклонов, проживших более одних суток, но для циклонов одного срока статистика совершенно иная – здесь преобладают Зарубежная Азия, Канада, США и Мексика.

Таблица 5

**Распределение точек возникновения циклонов
по географическим объектам Северного полушария**

Объект	Длительность существования циклонов, сут					Северное полушарие	
	0,5	1–4	5–10	11–28	Всего	Площадь, млн км ²	Число точек
Атлантический океан	1325/4,5	7522/14,1	2062/18,3	211/20,1	11 120/11,7	43,7/17,2	4600/14,0
Черное море	163/0,6	227/0,4	36/0,3	3/0,3	429/0,5	0,5/0,2	53/0,2
Западная Европа	762/2,6	2004/3,7	462/4,1	27/2,6	3255/3,4	5,8/2,3	799/2,4
Африка	685/2,3	2422/4,5	251/2,2	34/3,2	3392/3,6	20,2/7,9	1743/5,3
Гренландия	427/1,5	415/0,8	75/0,7	5/0,5	922/1,0	2,3/0,9	749/2,3
Аляска	261/0,9	343/0,6	31/0,3	–	635/0,7	1,3/0,5	249/0,8
Индийский океан	350/1,2	1013/1,9	157/1,4	5/0,5	1525/1,6	13,3/5,2	1105/3,4
Япония и Японское море	158/0,5	592/1,1	289/2,6	25/2,4	1064/1,1	1,4/0,5	147/0,4
Канада	1349/4,6	3646/6,8	959/8,5	70/6,7	6024/6,3	9,7/3,8	1557/4,8
Северный Ледовитый океан	1171/4,0	3610/6,8	675/6,0	34/3,2	5490/5,8	11,8/4,6	6378/19,5
Средиземное море	679/2,3	1144/2,1	131/1,2	4/0,4	1958/2,1	2,5/1,0	255/0,8
Южно-Китайское море	–	384/0,7	59/0,5	6/0,6	449/0,5	3,3/1,3	276/0,8
Охотское море	206/0,7	665/1,2	189/1,7	5/0,5	1065/1,1	1,6/0,6	221/0,7
Каспийское море	166/0,6	242/0,5	39/0,3	–	447/0,5	0,3/0,1	37/0,1
Европейская часть России	315/1,1	1489/2,8	486/4,3	22/2,1	2312/2,4	4,9/1,9	740/2,3
Западная Сибирь	343/1,2	1517/2,8	258/2,3	8/0,8	2126/2,2	4,7/1,8	782/2,4
Тихий океан	1650/5,6	11879/22,2	2805/24,9	386/36,8	16 720/17,6	75,7/29,7	7109/21,7
США	4033/13,7	3155/5,9	910/8,1	88/8,4	8186/8,6	8,3/3,2	888/2,7
Восточная Сибирь	856/2,9	2058/3,8	322/2,9	18/1,7	3254/3,4	7,2/2,8	1333/4,1
Дальний Восток России	465/1,6	788/1,5	116/1,0	8/0,8	1377/1,4	3,0/1,2	519/1,6
Мексика и Карибский бассейн	2361/8,0	1587/3,0	82/0,7	7/0,7	4037/4,2	6,1/2,4	519/1,6
Восточно-Китайское море	179/0,6	498/0,9	189/1,7	19/1,8	885/0,9	1,4/0,6	135/0,4
Зарубежная Азия	11 498/39,1	6262/11,7	696/6,2	63/6,0	18 519/19,5	26,1/10,2	2566/7,8
Всего	29 402/100	53 462/100	11 279/100	1048/100	95 191/100	255,04/100	32 760/100

В данном исследовании выбор регионов осуществлялся субъективно, а их границы устанавливались с точностью 1° по широте и долготе, при этом допускалось включение в регион пограничных частей морей и океанов, а также отнесение островов к морским объектам, но перекрытие не допускалось. Главной целью выбора

объектов является установление районов локализации точек возникновения. Южной границей всех объектов, переходящих через экватор, являлась параллель 0° с.ш. Например, площадь Тихого океана – это площадь его северной части, площадь Африки – это ее площадь к северу от экватора и так далее. Что касается способа вычисления, то площадь каждого объекта вычислялась как сумма площадей одноградусных плоских трапеций (предпоследняя колонка таблицы) с допущением некоторой погрешности, оценить которую можно по суммарной площади Северного полушария, приведенной в последней строке. Она составила 255,04 млн км², в то время как опубликованная цифра немного больше – 255,1 млн км².

Анализируя данные по Северному Ледовитому океану, следует принять во внимание, что несмотря на то, что он занимает около 20 % точек Северного полушария, его площадь мала, и доля циклонов 5,8 %, образовавшихся над ним, соответствует этому факту. Зарубежная Азия содержит примерно 8 % точек, но количество циклонов, возникших над ней, составляет почти 20 %, хотя, как показывает распределение по градациям, в основном это циклоны малой длительности. Таблица 5 дает возможность установить для каждого географического объекта количество циклонов с разным сроком жизни, образовавшихся над ним за 31 год, а также оценить вклад каждого объекта в возникновение циклонов одной градации.

Как уже говорилось выше, каждая точка траектории характеризуется широтой и долготой, что дает возможность по формуле сферической тригонометрии рассчитать такие характеристики, как направление смещения циклона и расстояние, отделяющее одну точку от другой. Рассмотрим направление, в котором смещаются циклоны, но из их числа исключим короткоживущие, в том числе циклоны одного срока, поскольку их смещение невозможно определить. Разделив все направления на 8 румбов, построим зональный профиль и попытаемся установить, связано направление перемещения с широтой возникновения циклона или нет (табл. 6).

После возникновения циклона проходят 12 часов и в архиве фиксируется следующее положение центра, то есть широта и долгота, а также вычисленное по ним направление смещения от первой ко второй точке. В выборку включены данные, вычисленные только по первым двум точкам, дальнейшее продвижение циклонов пока не рассматривается. Таким образом, таблица 6 отвечает на вопрос:

в каком направлении смещается центр циклона в ближайшие 12 часов после его возникновения? Обобщая по градациям широты, указанным слева, получаем количество случаев, выраженное также в процентах, для широтного пояса 10°.

Таблица 6

Повторяемость направления смещения циклона
в первые 12 часов по широтным поясам

Широта, градусы	Градации направления по 8 румбам								Всего
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
0–10	95/4	39/2	35/2	9/0	22/1	137/6	1398/64	451/21	2186/100
11–20	149/8	121/7	69/4	35/2	34/2	165/9	788/44	427/24	1788/100
21–30	221/11	669/34	500/25	109/6	52/3	70/4	173/9	183/9	1977/100
31–40	463/8	2170/39	2099/37	473/8	123/2	85/2	89/2	133/2	5635/100
41–50	552/9	2147/33	2466/38	845/13	187/3	58/1	54/1	154/2	6463/100
51–60	446/8	1427/27	1871/35	979/19	234/4	75/1	88/2	162/3	5282/100
61–70	278/8	845/24	1238/35	734/21	202/6	69/2	53/2	99/3	3518/100
71–80	174/10	365/20	575/32	346/19	119/7	57/3	63/4	83/5	1782/100
81–90	26/7	54/14	101/25	102/26	35/9	37/9	30/8	14/4	399/100
Всего	2404/8	7837/27	8954/31	3632/13	1008/3	753/3	2736/9	1706/6	29 030/100

Нет ни одного направления, в котором не могли бы смещаться циклоны независимо от места их образования, однако юг и юго-запад явно проигрывают на фоне всех остальных румбов, смещение циклонов в этих направлениях является редким явлением, доля которого не превышает 3 %. Почти таким же редким является смещение на северо-запад (6 %). Итоговая строка ясно указывает на то, что преобладающими являются два направления – северо-восточное и восточное, – но отдельные широты имеют свои особенности. Убедиться в этом можно с помощью рисунка 3, где дана гистограмма повторяемости, построенная по процентным данным таблицы.

Северное направление имеет почти одинаковую и невысокую вероятность для всех широт, достигая максимума в поясе 21–31° с.ш. В широтных поясах 21–80° с.ш. преобладающими являются направления северо-восточное, восточное и юго-восточное. Но для двух первых зон наиболее вероятным является перемещение не к востоку, а напротив, к западу и северо-западу, а иногда – к юго-западу, что вполне отражает известную особенность

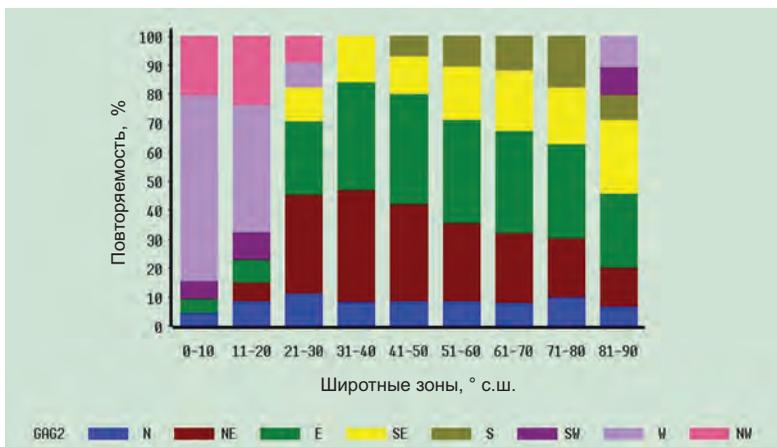


Рис. 3. Зональный профиль направления смещения в первые 12 часов существования циклона

тропических циклонов смещаться в направлении, обратном вращению атмосферы в умеренном поясе. Некоторая часть из них может приобрести восточную составляющую, но это бывает крайне редко. Что касается циклонов, которые после возникновения начинают смещаться с северо-восточной составляющей, то их максимум (более 30 %) наблюдается в двух поясах (31–40° и 41–50° с.ш.), то есть если циклон возник в этих зонах, то, скорее всего, начнет двигаться к северо-востоку или востоку. Отдельное замечание можно сделать для приполярной зоны, где все направления имеют примерно одинаковый порядок. Зона имеет сравнительно небольшой диаметр (около 2200 км), и в ее пределах 8 румбов так тесно смыкаются, что их разделение становится условным.

Каждый вертикальный бар гистограммы соответствует одной строке таблицы 6 и построен исходя из того, что сумма случаев по 8 румбам составляет 100 %. Однако шкала графика слишком мала, чтобы на ней можно было отразить румбы, имеющие малую повторяемость. Например, для первой широтной зоны румбы от северо-востока до юга включительно имеют повторяемость 0–2 %, что в масштабе графика принимает вид четырех малозаметных черточек. В связи с этим «малые» румбы в каждой зоне отнесены к одному из них с наибольшей повторяемостью. Например, в зоне

11–20° с.ш. румбы восток, юго-восток и юг суммированы и отнесены к восточному направлению, имеющему наибольшую повторяемость (4 %). Цифра удвоилась (4 + 2 + 2 = 8 %) и получила свое отражение на графике в восточном румбе. Таким образом, таблица содержит подробную информацию, а при построении графика допущено незначительное обобщение. В целом, выводы, полученные при анализе направления, выглядят убедительно, так как не противоречат известным положениям общей циркуляции атмосферы.

Циклоны возникают и за свою жизнь проходят некоторое, иногда очень значительное расстояние. В архиве для каждой точки указано расстояние, пройденное от предыдущей точки, вычисленное по формуле сферической тригонометрии. Сложив пройденные от точки к точке расстояния, получим сумму, характеризующую подвижность циклонов за время их жизни, и распределим эту сумму по тем же градациям длительности, что и прежде (табл. 7).

Таблица 7

Повторяемость расстояний, пройденных циклонами
за время жизни (количество/процент)

Расстояние, км	Длительность существования циклонов, сут			
	1–4	5–10	11–28	Всего
0–1000	27 798/52,0	13/0,1	–	27 811/42,3
1001–2000	15 867/29,7	451/4,0	–	16 318/24,8
2001–3000	6746/12,6	1641/14,5	2/0,2	8389/12,8
3001–4000	2350/4,4	2530/22,4	16/1,5	4896/7,4
4001–5000	580/1,1	2499/22,2	63/6,0	3142/4,8
5001–6000	108/0,2	1734/15,4	87/8,3	1929/2,9
6001–7000	12/0,0	1137/10,1	98/9,4	1247/1,9
7001–8000	1/0,0	692/6,1	132/12,6	825/1,3
8001–9000	–	332/2,9	154/14,7	486/0,7
9001–10 000	–	163/1,4	158/15,1	321/0,5
10 001–11 000	–	61/0,5	107/10,2	168/0,3
11 001–12 000	–	22/0,2	85/8,1	107/0,2
12 001–13 000	–	3/0,0	59/5,6	62/0,1
13 001–14 000	–	1/0,0	35/3,3	36/0,1
14 001–15 000	–	–	18/1,7	18/0,0
15 001–22 000	–	–	34/3,2	34/0,1
Всего	53 462/100	11 279/100	1048/100	65 789/100

Если циклон существовал всего один срок, то есть менее половины суток, то определить расстояние, которое он прошел, по архивным данным невозможно, так как его центр имеет координаты всего лишь одной точки. По этой причине в таблице отсутствует первая градация циклонов и расчет повторяемости ведется для оставшихся 65 789 циклонов. Если время жизни не превышает 4 суток, то циклон чаще всего смещается не более чем на 1000 км и максимум – на 8000 км. Чем длиннее жизнь, тем длиннее путь, и циклоны длительностью 5–10 сут могут пройти 3000–5000 км, а иногда их траектория, состоящая из ломаных линий, изогнутых в соответствии с поверхностью земного шара, составляет более 10 000 км. Среди циклонов последней градации, живущих не менее 11 сут, находятся такие образования, которые прошли по полушарию расстояние всего лишь вдвое меньшее, чем длина экватора. Максимум для циклонов этой группы составляет 22 000 км. Кроме расстояния, важным параметром является скорость перемещения циклона, которую тоже можно определить, зная расстояние и интервал времени, однако эта скорость будет не мгновенной, а всего лишь средней за 12 часов, поскольку интервал между соседними отсчетами координат составляет именно эту цифру. Здесь уместно заметить, что метеорологи, в принципе, не имеют возможности определять истинную скорость перемещения барических образований, она всегда определяется как средняя за интервал времени между двумя картами барического поля, который в лучшем случае составляет 3 часа, в соответствии с программой 8-срочных наблюдений.

Каждый участок траектории характеризовался скоростью, которая определялась как средняя за 12 часов путем деления расстояния на интервал времени, а затем выбиралось максимальное значение, которое соответствует самому длинному участку траектории. Циклоны 1-й группы, естественно, не имеют этой характеристики. Для циклонов, просуществовавших 2–3 интервала, максимальная скорость будет близка к средней из двух участков, но для остальных ситуаций вполне возможно определить участки с самым большим расстоянием и, соответственно, с самой большой скоростью. Еще раз подчеркнем, что в данном случае максимальная скорость является максимальной из средних скоростей за 12 часов (табл. 8).

Таблица 8

Повторяемость максимальных скоростей по градациям
времени жизни циклона

Скорость, км/ч	Длительность существования циклонов, сут			
	1–4	5–10	11–28	Всего
0–20	5418/10,1	60 / 0,5	1 / 0,1	5479 / 8,3
21–40	17671/33,1	1285/11,4	89 / 8,5	19045 / 28,9
41–60	16371/30,6	3333/29,6	236/22,5	19940/30,3
61–80	9365/17,5	3884/34,4	378/36,1	13627/20,7
81–100	3606 / 6,7	2109/18,7	264/25,2	5979 / 9,1
101–120	863 / 1,6	507 / 4,5	63 / 6,0	1433 / 2,2
121–140	166 / 0,3	100 / 0,9	17 / 1,6	283 / 0,4
141–160	2 / 0,0	1 / 0,0	–	3 / 0,0
Всего	53462/100	11279/100	1048/100	65789/100

Анализируя табличные данные, видим существование следующей зависимости – чем дольше живет циклон, тем больше его максимальная скорость. Для циклонов длительностью 1–4 сут максимальная скорость чаще всего (около 64 %) попадает в пределы 21–60 км/ч, а для более длительных образований пик повторяемости смещается на диапазон 61–80 км/ч, однако эта тенденция вовсе не исключает возникновения циклонов с большими скоростями в любой из градаций длительности. Достаточно обратить внимание на три последних строки со скоростями 101–160 км/ч, где можно видеть, что высокие скорости циклоны могут достигать при любом сроке жизни как исключение из правил.

Рисунок 4, построенный по процентным данным таблицы 8, иллюстрирует преобладание скоростей различных градаций для трех групп длительности существования циклонов с небольшим изменением, касающимся того факта, что количество случаев в двух последних градациях таблицы 7 было отнесено к градации 101–120 км/ч, поскольку их доля не превышала 2 % и в ином случае на графике не была бы заметна.

В градации 41–60 км/ч доля циклонов со временем жизни 1–4 сут и 5–10 сут одинакова, в градации 61–80 км/ч и более преобладают долгоживущие циклоны, но все-таки иногда с такими скоростями могут перемещаться циклоны с коротким временем жизни. В последней, самой малочисленной градации, объединяющей все

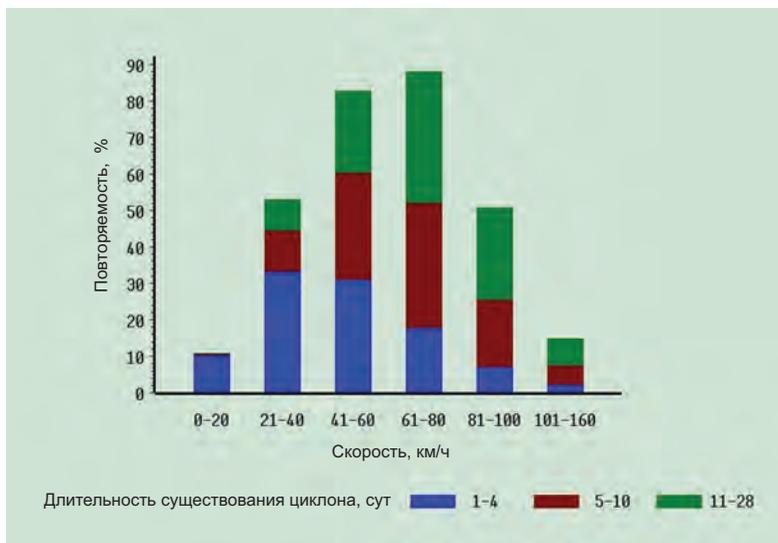


Рис. 4. Повторяемость максимальной скорости перемещения (км/ч) по трем градациям длительности существования циклонов

случаи с рекордными скоростями, преобладают циклоны-долгожители Северного полушария, заслуживающие особого внимания, которое будет уделено им в дальнейшем.

Важным фактором циклонической циркуляции является ее сезонность, которая в данной статье будет рассмотрена в самом общем виде, как повторяемость по календарным сезонам Северного полушария циклонов четырех указанных выше категорий (табл. 9).

Таблица 9

Распределение циклонов по сезонам

Сезон	Длительность существования циклонов, сут				
	0,5	1-4	5-10	11-28	Всего
Зима	4110/14,0	12910/24,1	2547/22,6	133/12,7	19700/20,7
Весна	7404/25,2	14147/26,5	2832/25,1	220/21,0	24603/25,8
Лето	12085/41,1	14235/26,6	2948/26,1	339/32,3	29607/31,1
Осень	5803/19,7	12170/22,8	2952/26,2	356/34,0	21281/22,4
Всего	29 402/100	53 462/100	11 279/100	1048/100	95 191/100

В первой группе циклонов заметной чертой является их тяготение к весне и лету и уменьшение осенью и зимой. В отличие от них две следующих группы циклонов возникают в разные сезоны года примерно с одинаковой частотой, но самые длительные циклоны возникают все-таки не зимой, как можно было ожидать, а летом и осенью, когда их повторяемость превышает 30 %. В итоговой колонке можно видеть, что повторяемость наиболее велика летом (31 %), однако это преобладание по-видимому следует отнести за счет циклонов одного срока, без которых эта цифра была бы ниже.

Характеристика циклонической деятельности не будет полной, если не включить в нее атмосферное давление, но прежде чем перейти к анализу приземного давления, напомним, что каждое положение центра циклона характеризовалось давлением в том случае, если данные снимались с карты за 0 ч GMT, о чем подробно сказано в статье [1]. Таким образом, отсчет давления всегда имеет довольно большой шаг, составляющий 24 часа. За 24 часа углубление циклона может смениться заполнением или наоборот, но в архивных данных такие колебания не найдут отражения. Сведения по давлению являются сглаженными, что прежде всего касается точности определения экстремумов.

Каждая траектория в архиве характеризуется максимальным и минимальным давлением и амплитудой, определяемой как разность между этими двумя характеристиками. Однако поскольку отсчет делается всего 1 раз в сутки, то для короткоживущих циклонов экстремумы определяются по небольшому числу случаев и не могут считаться надежными. По этой причине принято решение – характеристики давления анализировать начиная с траекторий с количеством 12-часовых интервалов не менее 5, что соответствует 2,5 сут (рис. 5).

Все траектории, начиная с длительности 2,5 сут, общим числом 28 956 распределены по градациям времени жизни с шагом 2 сут, и для каждой градации рассчитано среднее максимальное и минимальное давление и средняя амплитуда в миллибарах. Последняя градация имеет диапазон 23–28 сут, к ней отнесены все самые длительные циклоны, сведения по которым иначе было бы невозможно отразить на графике ввиду малого количества случаев, которое резко убывает от первой градации (примерно 17 тысяч случаев) до последней (7 траекторий). Наша цель – найти уровень,

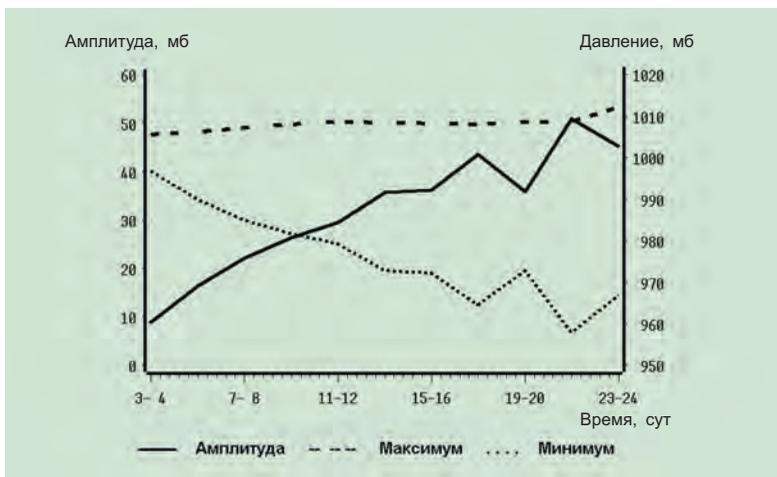


Рис. 5. Среднее максимальное и минимальное давление и амплитуда давления по градациям времени существования циклонов

до которого может повышаться и понижаться давление, а также амплитуду давления за время жизни циклона, определяемую как разность между экстремумами.

Кривые на графике дают возможность понять, что максимальное давление в центре циклона, как правило, держится возле отметки 1010 мб и очень слабо возрастает с увеличением срока жизни. Минимальное давление, напротив, быстро убывает по мере увеличения градации длительности от 1000 до 960 мб для самых длительных циклонов. По этой причине минимальное давление является определяющим для кривой амплитуды — она повторяет ход минимального давления в зеркальном отображении, указывая на то, что с увеличением срока жизни циклона амплитуда возрастает от 10 мб для коротких до 50 мб для длинных траекторий.

В статье рассмотрены общие характеристики циклонов, такие как многолетний ход годового количества, длительность существования, широтный профиль для точек образования, распределение этих точек по морю, суше и географическим объектам Северного полушария, направление перемещения циклона в первые 12 часов, расстояние, пройденное за время жизни, максимальная из средних скоростей, достигнутая на отдельном отрезке траектории, сезонное

распределение и такие характеристики, как экстремумы и амплитуда давления. Полученные результаты не противоречат имеющимся представлениям о закономерностях циклонической деятельности на пространстве Северного полушария, что позволяет авторам сделать вывод о том, что архив содержит достоверные данные, пригодные для изучения не только общеполушарных, но и региональных особенностей циклонической деятельности.

Литература

1. Кулиш В.К., Жирова О.П. Методика создания архива «Траектории циклонов (антициклонов) Северного полушария за период 1960–1991 гг.» // Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2010. Вып. 174. С. 139–151.
2. Апасова Е.Г., Сомова С.М., Кулиш В.К. Методика контроля и исправления данных по траекториям циклонов Северного полушария // Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». Вып. 176 (ст. в наст. сб.).

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В БРЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Человека с незапамятных времен интересовали явления, происходящие в атмосфере. Поэтому в разных старинных хрониках мы встречаем упоминания об особенностях климата отдельных стран и об отклонениях в некоторые годы от средних многолетних характеристик местного климата [4]. Современная научная метеорология ведет начало с XVII в., когда были изобретены первые метеорологические приборы и начаты количественные наблюдения за погодой. Первая сеть метеостанций была создана в 1654 г. в Италии и в некоторых государствах Западной Европы. Однако наблюдения за погодой велись без всякого определенного плана и по приборам, совершенно не сравнимым между собой. Первые регулярные инструментальные метеорологические наблюдения в России были организованы 1 декабря 1725 г. в Санкт-Петербурге [5].

Первые сведения о погоде Брянского края встречаются в русских летописях и содержат информацию об экстремальных природных явлениях, приводивших к неурожаю. Так в 1672, 1673, 1674 гг. из-за великих дождей были недороды в Брянске и Севске. В 1690, 1710 гг. на Стародубской земле отмечена сильная засуха, которая сопровождалась нашествием саранчи. Ночью 20 мая 1704 г., по свидетельству современников, «великий мраз» побил посевы ржи в «Заоцких городах по Севск и по Брянск, и по Москву, а инде и за Москвою». Следствием этого бедствия был «великий глад». 27 мая 1843 г. в Брянском уезде отмечено сильное градобитие, которое сопровождалось неистовой бурей, опустошениями полей и садов, гибелью людей [1].

Первые инструментальные метеорологические наблюдения на территории Брянской области были начаты в 1881 г. в Сураже. В течение 80-х гг. XIX в. были открыты еще 9 метеостанций: Стародубская, Карачевская и Севская (все в 1883 г.), Семеновская (1884 г.), Брянская при ж.-д. вокзале (1885 г.), Трубчевская и Почепская (обе в 1886 г.), Погарская и Мглинская (обе в 1888 г.). В 1890-е гг. количество метеостанций на Брянщине продолжает расти. Были

открыты станции в Рогнедино, Суземке, Дятькове, Воронке, Дубровке, Климове, Новозыбкове и других пунктах. Столь активное развитие метеослужбы нашего края в этот период, видимо, было связано с тем, что в 1880-е гг. организация метеонаблюдений по Западному краю, куда входила большая часть территории Брянской области, была передана в ведение Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова (ГГО).

Открывшиеся до конца XIX в. метеостанции в основном принадлежали к станциям 3-го разряда, на которых велись наблюдения за осадками по дождемеру с воронкообразным щитком, за направлением ветра по флюгеру, температурой воздуха по срочному термометру и атмосферным давлением по барометру-анероиду, проводились некоторые визуальные наблюдения. Однако многие из метеостанций просуществовали недолго, да и архивные материалы первых лет работы большинства станций не сохранились. Это, видимо, было связано не только с трудностями руководства и финансирования метеослужбы, но и с крайним недостатком квалифицированных кадров и нужных метеорологических приборов. Кроме того, материалы наблюдений в практике использовались очень редко, и поэтому не было высокой заинтересованности в продолжении метеонаблюдений.

Тем не менее в некоторых земствах заметили прямую зависимость между особенностями метеорологических явлений, с одной стороны, и видами на урожай – с другой. Поэтому в начале XX в. в организации метеостанций на территории Брянской области принимают участие и земельные отделы. Так в период с 1903 по 1910 г. возникли 8 метеостанций, в создании которых принимали участие земства. Это Севская метеостанция № 2, метеостанции Юрасов Хутор, Комаричская, Брасовская, Брянская при опытном лесничестве, Климовская и Новозыбковская при с/х училище. Эти станции вели систематические наблюдения в основном по программе 3-го разряда.

В конце первого и начале второго десятилетия XX в. метеослужба области не только пополнилась целым рядом открытых метеостанций, но заметно улучшилось научное руководство их работой со стороны ГГО, и, что особенно важно, несколько возросла степень использования материалов наблюдения человеком в различных отраслях хозяйства. К этому времени были разработаны единые инструкции метеонаблюдений для станций различных

разрядов. Приборы, по которым на метеостанциях велись наблюдения, начали периодически сверяться с аналогичными в ГГО, тем самым повышалась ценность материалов наблюдений. Все материалы метеонаблюдений аккуратно высылались в Главную геофизическую обсерваторию, где они проверялись, обрабатывались и печатались в летописях ГГО. Кроме того, материалы метеонаблюдений в обсерватории обобщались на страницах «Метеорологического бюллетеня», к которому прилагались две синоптические карты с обзором и предсказанием погоды.

В годы Первой мировой войны, революции и гражданской войны метеослужба на территории области пришла в упадок. Значительная часть наблюдателей была призвана в армию, контроль и руководство работой метеостанций ослабли до минимума, материально станции перестали поддерживаться, а в районах развертывания военных действий они были разрушены и разграблены. Вместе со станциями было уничтожено большое количество ценных материалов. Только на двух метеостанциях области, расположенных в Брянском опытном лесничестве и Новозыбковской сельскохозяйственной опытной станции, велись непрерывно метеорологические наблюдения по программе 2-го разряда [4].

После тяжелых военных лет советской властью были приняты меры к восстановлению ранее существовавших станций и постов и созданию новых. В 1921 г. В.И. Лениным был подписан Декрет «Об организации метеослужбы в РСФСР», после чего началось постепенное восстановление и развитие метеорологической сети Брянского края [2]. Этот период затянулся до середины 30-х гг. XX в. Первоначально (в 1922 г.) была восстановлена Комаричская метеостанция. В дальнейшем были вновь организованы станции в Трубчевске (1923 г.), Навле, Унече и Почепе (все в конце 1924 г.), Красной Горе (1925 г.), Жуковке (1926 г.), Брянске ж.-д. и Дубровке (обе в 1927 г.), Злынке (1928 г.), Карачеве и Стародубе (обе в 1932 г.), Клинцах (1934 г.) [4]. В ноябре 1935 г. для метеорологического обеспечения авиации были организованы метеонаблюдения в гражданском аэропорту Брянск [3].

Наряду с восстановлением и организацией стационарных долгосрочных метеостанций появилось много краткосрочных метеопунктов, работавших 3–5 лет (Лопушский, Хороменский, Краснооктябрьский, Хотылевский, Клетнянский, Мглинский и многие другие). Закрытие их было связано с тем, что они не

оправдали себя в работе и не имели достаточно совершенного оборудования.

Восстановительный период в истории метеослужбы характеризуется не только восстановлением ранее существовавших и созданием новых метеостанций, но и улучшением их работы. Так в 1924 г. в ГГО была выработана и распространена единая программа метеонаблюдений для всех без исключения станций. В программу были включены наблюдения за температурой (средней, минимальной и максимальной) и влажностью воздуха, осадками, атмосферным давлением, направлением и скоростью ветра, снеговым покровом, облачностью и атмосферными явлениями [4]. Помимо этого, в 1936 г. отказались от прежней 3-срочной системы измерения метеорологических параметров (7, 13 и 21 ч по местному времени), и с тех пор основные метеонаблюдения стали производить в 4 равноотстоящих срока (1, 7, 13 и 19 ч по московскому декретному времени).

22 июня 1941 г. началась Великая Отечественная война. С первых ее дней многие работники метеослужбы были призваны в ряды Красной Армии для обеспечения операций на фронтах и морях. За годы фашистской оккупации метеорологическая сеть Брянской области полностью была разрушена (были закрыты станции Брянск ж.-д., Дубровка, Комаричи). Но одновременно с наступлением наших войск и освобождением захваченных территорий постепенно возобновлялись наблюдения за погодой. К концу 40-х гг. сеть была восстановлена полностью, и началась работа по дальнейшему ее развитию. В ноябре 1957 г. после 42-летнего перерыва возобновились метеонаблюдения в Севске. В 1962 г. была открыта Брянская агрометеорологическая станция в поселке Мичуринский [2]. Помимо этого, на многих метеостанциях области (Стародуб, Клинцы, Злынка, Трубчевск, Карачев, Брянск АМСГ и др.) были введены дополнительно агрометеорологические наблюдения по полной или сокращенной программе [4]. Не обошлось и без потерь: в ноябре 1964 г. закрылась станция в Клинцах [3].

В послевоенное время также шло планомерное развитие сети метеорологических постов. В 40-е гг. были открыты метеопосты в Клетне и Голубее (оба в 1943 г.), Псури, Крутояре и Ущерпье (все в 1945 г.), Жирятино, Глазове, Мальцеве (все в 1946 г.), Белых Берегах (1947 г.), Радогощи (1948 г.), Новоямском и Погаре (оба в 1949 г.). В 50-е гг. сеть пополнилась постами Чуровичи (1950 г.),

Ново-Ропск (1951 г.), Красное (1954 г.), Сураж (1955 г.), Лопатни (1958 г.). Несколько позже начали свою работу метеопосты Дубровка (1964 г.), Брасово (1965 г.) Климово (1967 г.) и Пеклино (1977 г.). Помимо этого, в целях обеспечения нужд колхозов и совхозов в 60-е гг. на территории Брянской области было создано более 20 агрометпостов: «Им. Сталина» (Рогнединский район), «Путь к коммунизму» (Карачевский район), «Наука и техника» (Красногорский район), «Боевик» (Новозыбковский район), «Им. В. Ульянова» (Севский район) и другие [4]. А с целью организации более полного обслуживания Брянской области в 1950 г. в Брянске было создано гидрометбюро с синоптической частью.

Рост сети, а также задача совершенствования прогнозов погоды вызвали увеличение потребности в приборах. На метеостанциях широким фронтом шло внедрение новых метеорологических приборов, в том числе и дистанционных. Такие приборы, как плувиограф П-2 с принудительным сливом, поляризационный измеритель видимости М-53, нефелометрическая установка обратного рассеивания М-71, регистратор нижней границы облаков А-26, измеритель нижней границы облаков ИВО, анеморумбометр М-63, установка для дистанционного измерения температуры почвы М-54 и другие прочно вошли в таблиць оборудования метеорологической сети нашей области. В 1966 г. на всей наблюдательной сети произошел переход на 8-срочные наблюдения (0, 3, 6, 9, 12, 15, 18 и 21 ч по московскому декретному времени) [3].

К концу 70-х гг. прошлого столетия метеорологическая сеть Брянского края достигла максимального развития. Начавшиеся в конце 80-х годов кризисные процессы и неудавшаяся перестройка вызвали ощутимое сокращение пунктов наблюдений. В 1988 г. число метеостанций сократилось на 29 % (были закрыты станции Севск, Стародуб, Почеп, Злынка), а метеопостов на 30 % (закрыты посты Брасово, Сураж, Красное, Дубровка, Чуровичи). С распадом СССР закрылись все агрометеорологические посты. В 1992 г. наша сеть лишилась метеопоста в Клетне, а в 1995 г. – в Пеклино. С 1995 г. процесс сокращения сети остановлен.

В 2010 г. на метеостанциях Брянской области было установлено новое оборудование. На станции Брянск АМСГ был установлен метеолокатор, который дает возможность в непрерывном режиме получать информацию об атмосферных явлениях в радиусе 250 км. Также на большей части метеостанций области был установлен

автоматизированный метеорологический комплекс (АМК), позволяющий вести дистанционное наблюдение за основными параметрами состояния атмосферы. Сведения об атмосферном давлении, ветре, температуре, осадках и т. д. сразу же поступают на компьютер, а затем по электронной почте передаются в Центр.

В настоящее время гидрометеорологическая сеть Брянской области, которую координирует Брянский центр по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды, насчитывает 7 метеостанций (Жуковка, Брянск, Карачев, Красная Гора, Унеча, Навля и Трубчевск), 9 метеопостов, 13 гидрологических постов, 2 лаборатории (по мониторингу загрязнения окружающей среды и радиологическая в Брянске). Метеостанции Брянск АМСГ, Брянское опытное лесничество, Новозыбков и открытая в сентябре 2004 г. станция в БГСХА являются ведомственными. Станции Трубчевск и Красная Гора входят в перечень международной метеорологической сети.

Литература

1. Борисенков Е. П., Пасецкий В. М. Тысячелетняя летопись необычайных явлений природы. М.: Мысль, 1988. 522 с. (ил).
2. Изучение гидрометеорологического режима и обслуживание народнохозяйственных организаций на территории ЦЧО и Брянской области за годы советской власти / Под ред. Н.М. Цветковой. Курск, 1967. 76 с.
3. Климатологический справочник СССР. Вып. 28. По Тамбовской, Брянской, Орловской, Липецкой, Курской, Воронежской и Белгородской областям. Метеорологические данные за отдельные годы. История и физико-географическое описание метеорологических станций. Курск, 1969. 203 с.
4. Ленаева Е. П. К истории развития метеонаблюдений на территории Брянской области // Брянский краевед. 1961. № 2–3. С. 21–29.
5. Хромов С. П., Петросянц М. А. Метеорология и климатология: учебник. 7-е изд. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 582 с.

ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА Г. БРЯНСКА В ЭПОХУ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ

В условиях глобального потепления особенно актуальным становится исследование изменений климата на региональном уровне, ведь наряду с общими закономерностями изменений климата каждый регион имеет свои особенности. В работе выполнен анализ тенденций изменения температуры воздуха, атмосферных осадков, снежного покрова и атмосферной циркуляции в г. Брянске.

Метеорологический режим определенного пункта (района) подвержен естественным межгодовым и многолетним колебаниям. Для изучения изменчивости климата использовались метеорологические данные годового и месячного разрешения с начала наблюдений по 2010 г. Эти данные были взяты из [1, 3, 5, 6, 8, 12].

Нами были обработаны и проанализированы данные различных метеорологических станций по Брянску за 126-летний период, среднегодовые температуры с 1885 по 2010 г., годовое количество осадков с 1936 по 2010 г., сроки образования устойчивого снежного покрова с 1891 по 2010 год.

Что же происходило с климатом Брянска в XX веке? Общая тенденция та же, что и по России в целом – повышение среднегодовой температуры воздуха (рис. 1).

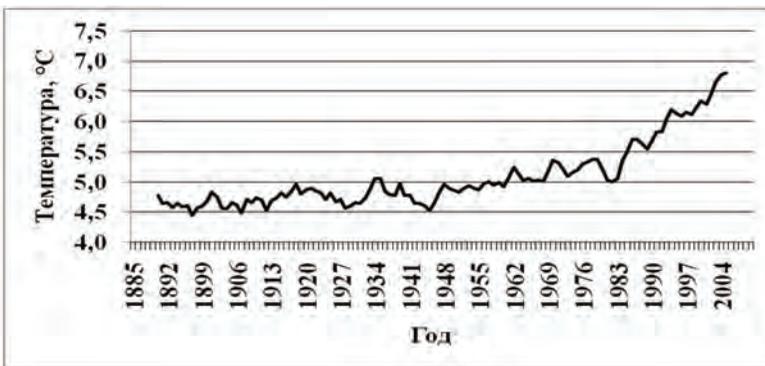


Рис. 1. Среднегодовая температура воздуха в Брянске. 11-летние скользящие значения

За 126-летний период среднегодовая температура в областном центре составила +5,1 °С (табл. 1). Была также рассчитана норма для Брянска за период с 1961 по 1990 г. За 30-летний период среднегодовая температура в городе составила +5,3 °С. Далее это значение рассматривается как норма за 30 лет.

Т а б л и ц а 1

Средняя месячная и годовая температура воздуха (°С) в г. Брянске

Период, гг.	Месяц												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1885–2010	-8,3	-7,7	-2,8	5,7	13	16,5	18,3	16,8	11,4	5,3	-0,9	-5,8	5,1
1961–1990	-8,9	-7,4	-2,2	6,3	13,5	16,6	17,7	16,6	11,4	5,4	-0,6	-5,2	5,3
1981–2010	-6	-6,1	-0,8	7,2	13,7	17,1	18,9	17,5	11,9	6,1	-0,7	-4,9	6,2

Процесс повышения среднегодовой температуры происходил неравномерно. Выделяются две эпохи потепления как на Земле в целом, так и в Брянске. Фаза роста первого потепления началась примерно в последние годы XIX в. – первые годы XX в. (но особенно с 1910 г.) и закончилась в 1939 году. Начало потепления климата, которое наблюдалось в первой половине XX века, было обнаружено не сразу. Только в 30-е годы (во время кульминации первого потепления) было отмечено, что это было глобальное потепление. В эпоху потепления 30-х годов в Брянской области возросло количество засух [11]. За это десятилетие в регионе наблюдалось 5 засух (1931, 1934, 1936, 1938, 1939 гг.). Конец первой эпохи потепления также запомнился аномально жарким летом 1936 и 1938 гг.

С 1940 года стала проявляться тенденция к похолоданию. В первую очередь это выразилось в увеличении числа аномально холодных зим (1939/40 г., 1941/42 г., 1942/43 г.). Первое в XX веке потепление сменилось непродолжительным и несильным похолоданием. Начиная с 1948 г. наметилась слабая тенденция к потеплению, однако с 1963 по 1969 г. она сменилась на обратную. В конце периода похолодания отмечены подряд три суровых зимы (1966/67 г., 1967/68 г., 1968/69 г.).

Второе потепление XX века началось более стремительно. С 1970 г. прослеживается тенденция к потеплению климата Брянска. Но до 1988 года температура в Брянске росла еще не так быстро. С 1988 года и до настоящего времени идет сильное потепление.

С 1988 по 2010 г. отмечены самые высокие среднемесячные значения температуры воздуха по всем месяцам, за исключением мая. Самая высокая среднегодовая температура (+7,6 °С) была отмечена в 1989 и 2008 гг., а самая низкая (+2,7 °С) – в 1941 году.

Как известно, самым холодным периодом в Брянске с начала метеорологических наблюдений является последнее десятилетие XIX века, а самым теплым – начало XXI века. Опишем эти два периода относительно нормы и выявим внутригодовые особенности изменения климата Брянска.

В первый период (1891 – 1900 гг.) на протяжении всего года преобладали температуры ниже нормы (рис. 2). Исключением стали июль, август и октябрь. Июль отметился максимальным положительным отклонением от нормы (1 °С), а апрель – отрицательным (-2,8 °С).

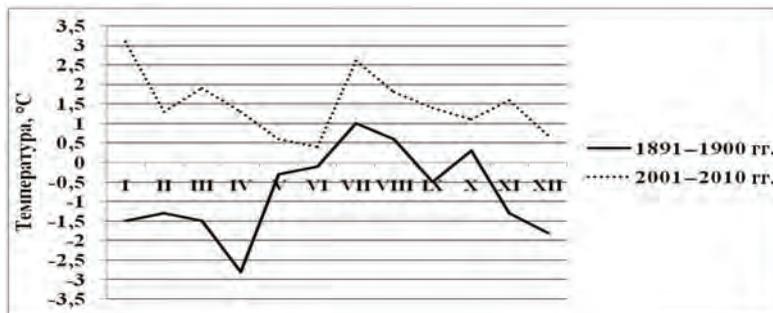


Рис. 2. Отклонение средних месячных температур от нормы за 1961–1990 гг. в Брянске за два периода

Во второй период (2001–2010 гг.) наблюдаются температуры исключительно выше нормы. Максимальная положительная аномалия отмечается в январе (+3,1 °С), а минимальная – в июне (+0,4 °С).

Как было сказано выше, происходит повышение среднегодовой температуры воздуха. Потепление идет неравномерно в течение года. Наиболее интенсивный рост температуры отмечается в зимне-весенний сезон (рис. 3). При этом в зимний период основной вклад в потепление климата вносит январь (+4,6 °С), несколько меньше – декабрь (+2,5 °С) и февраль (+2,6 °С). Следует отметить, что температура января и февраля в 1990-е гг. была несколько теплее, чем в начале XXI века. Весной интенсивное потепление

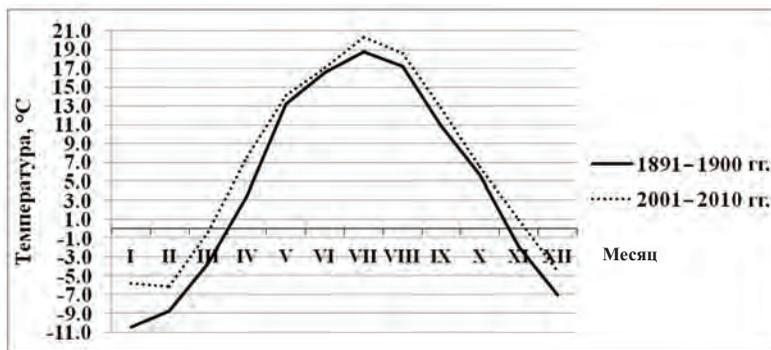


Рис. 3. Годовой ход температуры воздуха в Брянске за два периода

наблюдается в марте (+3,4 °С) и апреле (+4,1 °С). Температура мая незначительно изменилась. Летом слабое потепление наблюдается в июле и августе. Июнь остался на уровне значений конца XIX века, при этом по сравнению с 1990-ми гг. в XXI веке произошло некоторое похолодание. Несущественное потепление наблюдается в осенние месяцы, за исключением ноября (+2,9 °С).

Изменились также продолжительность и сроки наступления климатических сезонов года. За основные характеристики начала и конца их были приняты даты перехода температуры через определенные пределы и время установления и схода устойчивого снежного покрова. За начало весны приняты дата схода устойчивого снежного покрова и переход среднесуточной температуры к положительным значениям, за начало лета – переход среднесуточной температуры через 15 °С. Опускание среднесуточной температуры воздуха ниже 15 °С знаменует собой начало осени, а образование устойчивого снежного покрова – зимы [2].

В целом увеличилась продолжительность теплого периода, но наиболее существенно изменились сроки наступления весны. В конце XIX века весна в Брянске начиналась 8 апреля. В начале XXI века это происходит 26 марта. Таким образом, весенний сезон стал наступать на 13 дней раньше. Летний сезон в целом начинается в сроки, близкие к срокам конца XIX века. Начало осени вследствие небольшого потепления в июле–сентябре стало опаздывать на 6 дней. Начало зимы в Брянске в конце XIX века отмечалось 6 декабря. В начале XXI века это наблюдается 13 декабря.

Подводя итоги изменения границ метеорологических сезонов, можно отметить, что в результате потепления климата на Брянщине значительно сократилась продолжительность зимы (сокращение на 20 дней). Продолжительность весны, наоборот, значительно увеличилась. Лето и осень несущественно изменили свои количественные показатели в днях.

Средняя температура зимы увеличивается более интенсивными темпами, чем летняя, что приводит к уменьшению годовой амплитуды температуры воздуха. Так, если в конце XIX века среднегодовая амплитуда температур в Брянске составляла 29,1 °С, то в конце XX ее значения составили 24 °С. В начале XXI века среднегодовая амплитуда выросла до 26,4 °С.

Другим обнаруженным в последнее время признаком меняющегося климата становится уменьшение суточной амплитуды температуры воздуха в зимние месяцы. Минимальная температура на Брянщине увеличивается со временем быстрее, чем максимальная температура [9]. Одной из возможных причин уменьшения суточной амплитуды может быть увеличение облачности в зимний период (особенно ночью), связанное с ростом количества циклонов [10].

В работе [9] также было установлено, что зимой число дней с предельно высокой температурой увеличивается. Выявлена также тенденция уменьшения экстремальности в режиме минимальных температур за этот период. Летом наблюдается уменьшение случаев предельно низких минимальных температур. Однако увеличения числа дней с предельно высокой температурой не выявлено.

Другая, исключительно важная климатическая переменная – атмосферные осадки. В целом наблюдается увеличение годового количества осадков (рис. 4).

Нами были проанализированы значения осадков за период с 1936 по 2010 г. Среднее годовое количество осадков составило за этот период 627,3 мм. Была также рассчитана стандартная норма для Брянска за период с 1961 по 1990 г. За 30-летний период среднегодовое количество осадков в городе составило 637,8 мм (табл. 2). Далее это значение рассматривается как норма за 30 лет.

С 1936 по 2010 г. в Брянске отчетливо выделяются два периода по годовому количеству выпадающих осадков. В первый период (1936–1961 гг.) преобладало количество осадков ниже среднего многолетнего значения. Среднее годовое количество их за это время составило 560,6 мм.

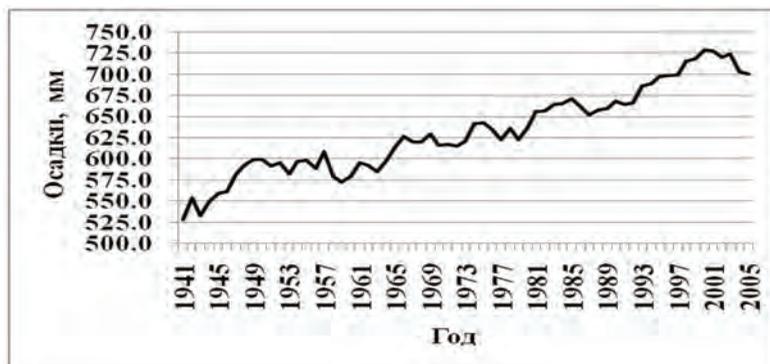


Рис. 4. Годовое количество осадков в Брянске. 11-летние скользящие значения

Таблица 2

Среднее месячное и годовое количество осадков (мм) в г. Брянске

Период, гг.	Месяц												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1936–2010	36,9	31,6	33,6	40	56,1	73,9	84,8	71,6	56	48,8	49,4	44,6	627,3
1961–1990	39,7	28	35,7	44,9	52,7	79,9	85,9	68,6	55,2	45,6	50,8	50,8	637,8
1981–2010	46,3	40,8	38,3	42,9	56,6	80,4	87	68,7	63,2	55,9	53	50,4	683,5

Во второй период (1962–2010 гг.) наметилась устойчивая тенденция превышения «нормы». В начале периода еще наблюдались отдельные засушливые годы, но именно с 1962 г. годовое количество осадков стало расти значительными темпами. Среднее годовое количество осадков за 59 лет периода составило 662,6 мм. Таким образом, по сравнению с первым периодом осадки увеличились на 102 мм (на 18,2 %).

При сравнении годового хода осадков выявлено, что почти все месяцы второго периода получили «прибавку» осадков, за исключением августа (-17,9 %) (рис. 5). Наибольшее увеличение количества осадков наблюдается с декабря по март (декабрь на 51,7 %, январь на 61,6 %, февраль на 46,7 %, март на 41,7 %).

Уменьшилась неравномерность в количестве осадков между месяцами, то есть их годовой ход стал более сглаженным, но внутри-месячная неравномерность выпадения осадков возросла. Особенно возросла контрастность выпадения осадков в зимние месяцы.

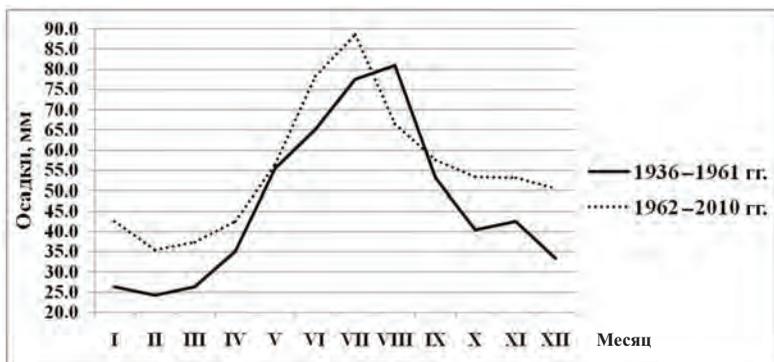


Рис. 5. Годовой ход количества осадков в Брянске за два периода

По данным имеющихся временных рядов суточных сумм осадков [9] видно, что возрастает число дней с интенсивным выпадением осадков, особенно в летние месяцы. Происходит некоторое перераспределение в выпадении осадков: общая сумма осадков за теплый сезон изменяется сравнительно мало, но большая их часть приходится на краткосрочные ливни.

Третий важнейший показатель климатических изменений на Брянщине – изменение характеристик снежного покрова. С использованием данных [6], где указаны различные ежегодные характеристики снежного покрова с 1891/92 по 1950/51 гг., а также [1, 8, 12] и анализа ежедневных данных по высоте снежного покрова в Смоленске с 1 января 1944 г. по 31 декабря 2008 г. были проанализированы сроки формирования устойчивого снежного покрова в Брянске за период с 1891 по 2010 г. Средние многолетние сроки образования устойчивого покрова в Брянске приходятся на 30 ноября. Самая ранняя дата образования устойчивого снежного покрова в Брянске отмечена 22 октября 1922 года, самая поздняя – 29 января 1899 года. Таким образом, разница между самой ранней и самой поздней датами формирования устойчивого покрова составляет 100 дней.

Вплоть до конца XX века наблюдалась слабая тенденция смещения даты образования устойчивого снежного покрова на более ранние сроки (рис. 6). В XXI веке происходит резкое смещение даты формирования устойчивого снежного покрова на более поздние сроки. В определенной степени это связано со значительным потеплением в ноябре – декабре в XXI веке по сравнению с 1990-ми годами. Но это не является единственной причиной происходящего

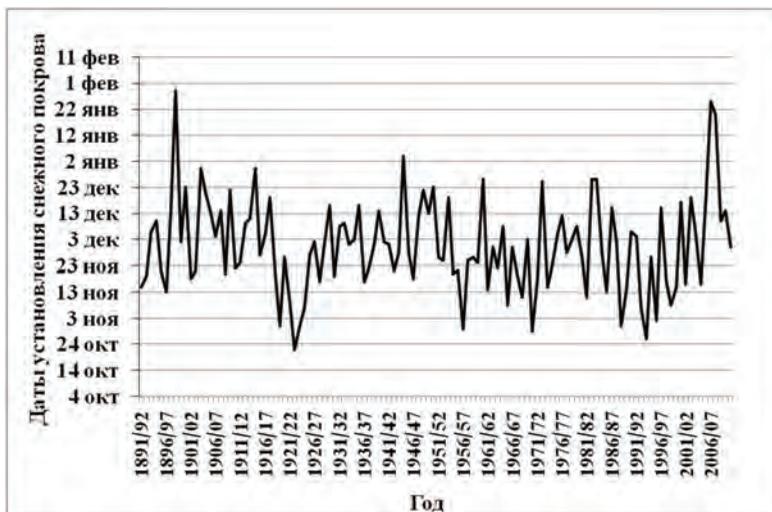


Рис. 6. Сроки образования устойчивого снежного покрова в Брянске за период с 1891 по 2010 г.

изменения. В качестве второй главной причины, по-видимому, выступает недостаточное количество осадков в виде снега. На изменение сроков образования устойчивого снежного покрова также повлияло увеличение числа оттепелей с дождями, которые нередко приводили к его сходу.

В региональном изменении климата, в том числе и климата Брянска, важнейшая роль принадлежит изменениям циркуляции атмосферы. Известно [7], что потепление зимой на всей Европейской территории России вызывается обычно южными и западными циклонами, а похолодание – северными и северо-восточными антициклонами. В первом тридцатилетии XX века они уравновешивали друг друга, и потому климат в эти годы почти не отличался от нормы. Второе 30-летие (1931–1960 гг.) характеризовалось преобладанием антициклонов и, соответственно, значительным похолоданием. Что же касается третьего 30-летия, то в это время климат изменился особенно резко: он потеплел и стал более влажным благодаря участвовавшим южным и атлантическим циклонам.

Далее пытаемся прояснить, в какой мере наблюдаемое на Брянщине потепление связано с определенными особенностями

атмосферной циркуляции, проявляющих себя в смене, так называемых, циркуляционных эпох. Разные авторы выделяют различные циркуляционные эпохи, при этом разной является и продолжительность выделяемых ими эпох. Рассмотрим классификацию циркуляционных эпох по Вангенгейму–Гирсу.

По Г.Я. Вангенгейму и А.А. Гирсу выделяются три основных типа циркуляции – западный W (зональный), восточный (E), меридиональный (C) и три комбинированных типа (E+W; W+C; E+C).

А.А. Гирс на основе анализа повторяемости и отклонений от нормы форм циркуляции E, W, C для Северного полушария за 1900–1972 гг. установил четыре циркуляционные эпохи: 1900–1928 гг. (29 лет) – W, 1929–1939 гг. (11 лет) – E, 1940–1948 гг. (9 лет) – C, 1949–1972 гг. (24 года) – E+C. Также он предположил, что с 1973 г. ожидается длительное развитие формы W. По имеющимся на сегодня данным, есть возможность уточнить ход эпохальных изменений, происшедших после 1965 г. Относительно периода с 1966 по 1990 г. мы с большой степенью вероятности можем говорить о соответствии характера атмосферной циркуляции в атлантико-евразийском секторе Северного полушария эпохальному индексу E, с 1991 по 2002 г. – E+W [4].

При анализе эпох циркуляции Вангенгейма–Гирса применительно к Брянску были сделаны следующие выводы:

1. Самые холодные зима, весна и осень, а также теплое лето наблюдаются в меридиональную эпоху циркуляции (табл. 3);
2. Самым холодным летом выделяется западная эпоха циркуляции, а самой теплой осенью – восточная;
3. В эпоху E+W отмечаются самые теплые зима, весна и лето.

Таблица 3

Средние температуры (°C) в Брянске по эпохам циркуляции Вангенгейма–Гирса

Эпоха	Месяц												Год
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
1900–1928 гг. (W)	-8,2	-7,8	-3	5,2	12,3	16,3	17,6	16	11,1	4,5	-1,2	-6,1	4,7
1929–1939, 1966–1990 гг. (E)	-8,6	-7,9	-2,1	5,9	13,5	16,4	18	16,9	11,3	5,6	-0,3	-5,6	5,3
1940–1948 гг. (C)	-10,9	-8,6	-4,9	4,5	11,8	16,4	18	17,1	11,3	3,9	-1,5	-6,6	4,2
1949–1965 гг. (E+C)	-8,1	-8,3	-4,4	5,6	12,5	16,8	18,1	16,6	11,5	5,4	-1,3	-5	4,9
1991–2002 гг. (E+W)	-5,1	-4,8	-0,6	7,8	13	17,4	19,3	17,4	11,6	5,8	-1,4	-6,3	6,2

Основные результаты

1. В эпоху глобального потепления в Брянской области прослеживается тенденция к потеплению температуры, проявляющаяся особенно сильно с 1988 года.

2. Обнаружены сезонные различия в изменении климата. Наибольшее потепление отмечено с ноября по апрель. В остальные же месяцы года существенного потепления не наблюдается. Это привело к более поздним срокам начала и более ранним срокам окончания холодного периода года. Продолжительность теплого периода увеличилась незначительно.

3. Установлено уменьшение годовой амплитуды температуры, средняя температура зимы увеличивается более интенсивными темпами, чем летняя.

4. Амплитуда суточного хода уменьшилась, как следствие превышения прироста средней минимальной температуры над повышением средней максимальной температуры воздуха.

5. Более поздними стали даты установления снежного покрова. Увеличилось количество атмосферных осадков, особенно в декабре—марте. Изменилась структура осадков – возросло число дней с интенсивным выпадением осадков, особенно в летние месяцы.

Литература

1. А р х и в погоды в Брянске: http://rp5.ru/archive.php?wmo_id=26898&lang=ru
2. Г е о г р а ф и я Калужской области. Учеб. пособ. / Сост. К.В. Пашканг. 3-е изд. с измен. Тула: Приок. кн. изд-во, 1989. 119 с.
3. Д а н н ы е ВНИИГМИ-МЦД: <http://www.meteo.ru>
4. Д у м а н с к а я И. О. Зависимость ледовитости Белого моря от макроциркуляционных атмосферных процессов // Тр. ГМЦ. 2004. Вып. 339. С. 55–63.
5. К л и м а т о л о г и ч е с к и й справочник СССР. Вып. 8. По Брянской, Орловской, Курской, Воронежской и Тамбовской областям. Метеорологические данные за отдельные годы. Ч. 1. Температура воздуха. Л. 1953. 323 с.
6. К л и м а т о л о г и ч е с к и й справочник СССР. Вып. 8. По Брянской, Орловской, Липецкой, Тамбовской, Курской, Белгородской и Воронежской областям. Метеорологические данные за отдельные годы. Ч. 3. Снежный покров. Л.: Гидрометеониздат, 1961. 151 с.
7. К л и м е н к о Л. В. Об изменении климата в центре и на юге Европейской территории России в холодном полугодии текущего столетия // Метеорология и гидрология. 1998. № 11. С. 59–64.

8. Метеорологические данные за отдельные годы. Вып. 28. По Тамбовской, Брянской, Липецкой, Орловской, Воронежской и Белгородской областям. Ливневые дожди и суточные количества осадков за 1936–1959 гг. Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 410 с.

9. Разуваев В. Н. Погода и климат в России в XX веке // Россия в окружающем мире: 2001 (Аналитический ежегодник). М.: Изд-во МНЭПУ, 2001. С. 163–192.

10. Разуваев В. Н., Булыгина О. Н., Коршунова Н. Н., Мартуганов Р. А., Шерстюков Б. Г. Исследование связи глобального потепления и изменчивости регионального климата с изменениями в повторяемости экстремальных климатических явлений на территории Калужской области, а также влияния этих процессов на условия жизнедеятельности // Труды регионального конкурса научных проектов в области естественных наук. Вып. 9. Калуга: Изд-во АНО «Калужский научный центр», 2006. С. 347–357.

11. Шерстюков Б. Г. Региональные и сезонные закономерности изменений современного климата. Обнинск: ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2008. 247 с.

12. Climate Brjansk – Historical Weather: <http://www.tutiempo.net/en/Climate/Brjansk/268980.htm>

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МНОГОЛЕТНИХ ИЗМЕНЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА БРЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Факт повышения глобальной температуры воздуха в настоящее время не вызывает сомнений, что подтверждается исследованиями российских и зарубежных ученых. Однако изменения климата имеют существенные региональные особенности. В связи с этим актуальным представляется изучение всех аспектов изменения климата Брянской области, в том числе и температурного режима.

В работе выполнен анализ пространственной и временной изменчивости поля температуры на территории Брянской области. Для изучения этого аспекта использовались метеоданные годового, месячного и суточного разрешения по 8 станциям с 1951 по 2010 г., полученные из ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» и Курского ЦГМС-Р и из справочников [1, 2]. В качестве меры интенсивности климатических изменений в регионе использовались разности переменных за сравнимые промежутки времени (1951–1987 гг. и 1988–2010 гг.), а также линейный тренд за период с 1951 по 2010 г. Значимость тренда оценивалась по величине квадрата коэффициента корреляции R^2 (коэффициент детерминации). Тенденция изменения параметра считалась статистически значимой, если значение $R^2 > 0,08$. При объеме выборки 50 лет и более это соответствует уровню достоверности 95 %.

Динамика приземной температуры воздуха на территории Брянского края в целом отражает положительные тенденции изменения глобальной температуры. За период с 1891 по 2010 г. среднегодовое значение параметра в исследуемом регионе увеличилось на 1,6–1,8 °С (рис. 1, 2). В изменении многолетних величин годовой температуры воздуха нашло отражение потепление 1930-х гг., похолодание 1940-х гг., интенсивный рост с 1988 г., продолжающийся до настоящего времени. Согласно Ц.А. Швер [3], изменение средних значений метеорологических параметров может быть связано либо с наличием сверхвековых колебаний, больших, чем фактическое число лет наблюдений, либо с реальным быстрым изменением климатического режима в данном районе.

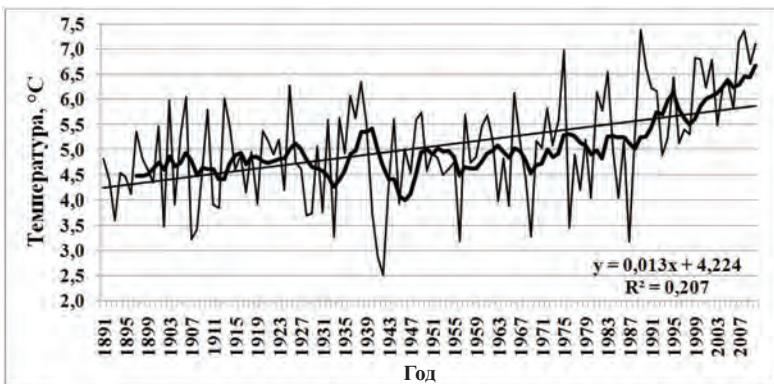


Рис. 1. Межгодовые изменения, 7-летние скользящие значения и линейный тренд среднегодовой температуры воздуха на ст. Брянское опытное лесничество

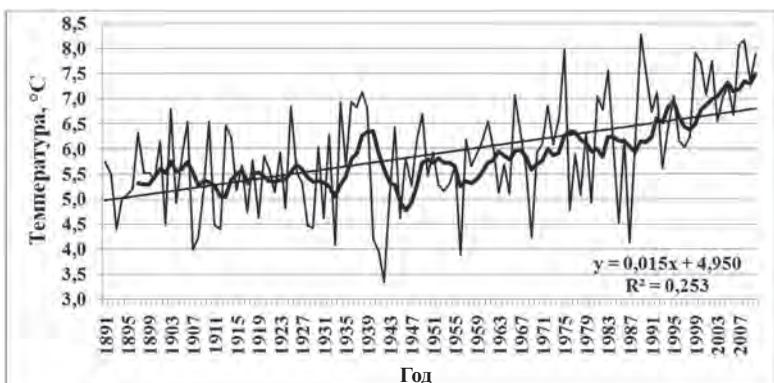


Рис. 2. Межгодовые изменения, 7-летние скользящие значения и линейный тренд среднегодовой температуры воздуха на с.-х. опытной станции в Новозыбкове

Наблюдаемое потепление неоднородно во времени и пространстве. Оценка изменений приземной температуры воздуха за 60 лет позволила сделать вывод, что наиболее интенсивный ее рост отмечается с января по март на всех станциях, а также в апреле на западе области (табл. 1, 2). При этом тренд значим на всей сети только с февраля по апрель. Умеренное потепление наблюдается

в апреле на восточных станциях, а также в июле на большей части региона. В остальные месяцы года повышение температуры невелико. Ввиду того, что средняя температура зимы увеличивается более интенсивными темпами, чем летняя, происходит уменьшение средней годовой амплитуды температур, особенно заметное на станциях Жуковка, Красная Гора, Трубчевск (табл. 3).

Таблица 1

Тренд средней месячной и годовой температуры воздуха на территории Брянской области, °С/60 лет

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Жуковка	4,2	4,1	5,1	2,1	1,0	0,0	1,4	0,8	0,2	0,4	1,5	0,8	1,8
Брянское оп. лес.	3,7	3,9	4,6	2,2	1,6	0,7	2,2	1,7	1,2	1,1	1,6	0,6	2,1
Карачев	3,6	4,1	5,2	2,5	1,4	0,3	2,0	1,7	1,3	1,4	1,7	0,8	2,2
Кр. Гора	4,1	4,5	5,5	3,2	1,6	0,2	1,6	1,3	0,9	1,1	1,7	1,0	2,2
Унеча	3,8	4,1	5,1	2,8	1,7	0,5	2,0	1,4	1,0	1,0	1,9	0,8	2,2
Навля	3,4	4,2	4,7	2,3	1,3	0,4	2,0	1,4	1,0	1,0	1,7	0,5	2,0
Трубчевск	3,5	4,1	5,1	2,3	1,1	-0,1	1,1	0,7	0,5	0,5	1,4	0,5	1,7
Новozyбков	3,4	4,0	4,9	3,1	1,7	0,3	2,3	1,8	1,1	1,0	1,1	0,2	2,1

Таблица 2

Изменение величины средней месячной и годовой температуры воздуха (°С) в Брянской области при переходе от первого периода (1951–1987 гг.) ко второму (1988–2010 гг.)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Жуковка	3,7	3,2	2,8	1,2	0,0	0,2	1,0	0,6	0,2	0,3	0,2	0,2	1,1
Брянское оп. лес.	3,4	3,1	2,6	1,2	0,4	0,7	1,5	1,1	0,7	0,7	0,3	0,2	1,3
Карачев	3,3	3,3	3,1	1,5	0,3	0,6	1,5	1,1	0,8	0,9	0,4	0,3	1,4
Кр. Гора	3,7	3,4	3,2	1,9	0,4	0,4	1,2	0,9	0,6	0,6	0,3	0,3	1,4
Унеча	3,5	3,2	3,0	1,6	0,4	0,6	1,6	1,1	0,7	0,7	0,4	0,2	1,4
Навля	3,2	3,3	2,8	1,4	0,2	0,6	1,4	0,9	0,6	0,7	0,4	0,1	1,3
Трубчевск	3,4	3,1	3,0	1,3	0,1	0,2	1,0	0,6	0,4	0,4	0,3	0,1	1,2
Новozyбков	3,2	3,0	2,7	1,6	0,3	0,3	1,6	1,2	0,6	0,5	0,0	0,0	1,3

Таблица 3

Изменение величины средней годовой амплитуды температуры воздуха на территории Брянской области, °С

Параметр	Станции							
	Жу-ковка	Брянск. оп. лес.	Карачев	Красная Гора	Унеча	Навля	Трубчевск	Новозыбков
Δ двух периодов	-2,7	-1,9	-1,8	-2,5	-1,9	-1,8	-2,4	-1,6
Тренд 1951–2010 гг.	-2,8	-1,5	-1,7	-2,5	-1,8	-1,4	-2,4	-1,1

Интересно отметить, что при сопоставлении двух временных периодов (1951–1987 гг. и 1988–2010 гг.) выявлено постепенное снижение темпов потепления от января к апрелю. С помощью же тренд-анализа установлено повышение скорости роста температуры воздуха от января к марту. Также несколько иные результаты дает анализ этих двух подходов для ст. Трубчевск в июне. С одной стороны, обнаруживается слабо выраженная долговременная тенденция к похолоданию, с другой – с 1988 г. отмечается незначительное потепление.

При оценке пространственных особенностей изменений температуры установлено, что максимальный ее рост отмечается в пунктах, расположенных в зоне средней полосы области (ст. Карачев, Красная Гора, Унеча). К северу и югу от нее наблюдается отставание темпов потепления. В результате сравнения изменений климата на западных и восточных станциях выявлено более интенсивное повышение температуры на западе региона (ст. Красная Гора, Унеча, Новозыбков).

Для всестороннего рассмотрения особенностей изменений температурного режима Брянской области выполнено исследование экстремальных климатических характеристик. В качестве индексов климатических экстремумов использовались:

- средняя минимальная температура воздуха;
- средняя максимальная температура воздуха;
- средняя суточная амплитуда температуры воздуха;
- суточный минимум (месячный и годовой) температуры воздуха;
- суточный максимум (месячный и годовой) температуры воздуха;

- размах температуры внутри года (разность между годовым максимумом и годовым минимумом);
- даты последнего весеннего и первого осеннего заморозков.

В результате анализа изменений средних минимальных температур в исследуемом регионе выявлено существенное увеличение их значений. Тренд составляет на разных станциях от 1,6 до 3,0 °С (табл. 4). Во втором временном периоде (1988–2010 гг.) средняя минимальная температура выросла на 1,0–1,8 °С (табл. 5). Максимальная скорость повышения отмечена в восточной части Брянской области (ст. Брянское опытное лесничество и Карачев), минимальная – на севере (ст. Жуковка).

Таблица 4

Тренд средней минимальной температуры воздуха
на территории Брянской области, °С/60 лет

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Жуковка	5,2	4,3	5,5	1,1	0,4	-0,1	0,7	0,0	0,0	-0,2	1,6	0,8	1,6
Брянское оп. лес.	5,0	5,5	5,4	2,1	2,3	2,9	3,2	2,4	1,9	1,4	2,6	1,0	3,0
Карачев	4,2	4,9	5,8	2,0	1,8	2,4	3,0	1,6	1,6	1,4	2,8	1,0	2,7
Кр. Гора	5,0	4,7	5,4	1,9	0,7	0,1	1,6	0,9	1,0	0,5	1,6	1,2	2,1
Унеча	5,2	4,9	5,5	1,8	1,4	1,0	2,2	1,3	1,3	0,4	2,3	1,3	2,4
Навля	4,1	4,7	5,2	2,0	1,4	1,8	2,3	1,4	1,3	1,0	2,2	0,7	2,3
Трубчевск	4,6	4,6	5,5	1,5	0,8	0,7	1,4	0,4	0,5	-0,1	1,5	0,4	1,8
Новозыбков	4,7	4,9	5,3	2,0	1,1	0,1	1,7	1,1	0,9	0,6	1,7	1,2	2,1

Таблица 5

Изменение величины средней минимальной температуры
воздуха (°С) в Брянской области при переходе от первого периода
(1951–1987 гг.) ко второму (1988–2010 гг.)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Жуковка	4,4	3,6	3,0	0,5	-0,3	0,1	0,6	0,0	0,0	0,0	0,1	0,3	1,0
Брянское оп. лес.	4,4	4,3	3,0	1,1	0,8	1,7	1,9	1,4	1,1	0,9	0,6	0,5	1,8
Карачев	3,9	3,8	3,3	1,1	0,5	1,5	1,8	1,0	1,0	0,9	0,8	0,6	1,7
Кр. Гора	4,4	3,9	3,0	1,0	0,1	0,4	1,1	0,8	0,5	0,3	0,3	0,5	1,4
Унеча	4,5	4,0	3,2	1,1	0,4	0,8	1,5	0,8	0,8	0,3	0,5	0,6	1,5
Навля	3,8	3,8	2,9	1,1	0,2	1,1	1,5	0,8	0,9	0,6	0,5	0,4	1,5
Трубчевск	4,1	3,7	3,1	0,8	0,0	0,6	1,0	0,4	0,4	0,1	0,2	0,1	1,2
Новозыбков	4,1	3,7	3,0	1,1	0,1	0,3	1,2	0,8	0,5	0,5	0,2	0,4	1,3

В годовом разрезе наиболее интенсивный рост параметра происходит с января по март на территории всего региона, а также в июне–июле на ст. Брянское опытное лесничество и Карачев. При этом на всей сети тренд статистически значим лишь в марте. Несколько расходятся выводы тренд-анализа и сравнения двух периодов относительно ст. Жуковка в мае. С одной стороны, долговременная тенденция положительна (правда, сами тренд и R^2 совсем невелики), с другой – с 1988 г. отмечается слабое похолодание.

При оценке изменений средних максимальных температур также установлено повышение их величины. Причем потепление нарастает с продвижением на север и запад области. Тренд составляет на разных станциях от 0,9 до 2,1 °С (табл. 6). Во втором временном интервале (1988–2010 гг.) средняя максимальная температура увеличилась на 0,7–1,2 °С (табл. 7). Тенденция повышения среднемесячной максимальной температуры воздуха наиболее отчетливо проявляется с января по апрель на всей метеорологической сети, а также в июле в районе Брянска и Унечи. На территории всего региона тренд статистически значим с февраля по апрель.

Таблица 6

Тренд средней максимальной температуры воздуха
на территории Брянской области, °С/60 лет

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Жуковка	3,1	3,3	4,8	3,4	1,4	-0,2	1,7	1,1	0,9	1,2	1,3	0,5	1,9
Брянское оп. лес.	2,8	3,5	4,5	3,0	1,7	-0,1	2,1	1,8	0,8	0,8	0,9	0,2	1,8
Карачев	3,1	3,7	5,0	2,8	1,4	-0,5	1,6	1,4	0,4	0,6	1,1	0,3	1,7
Кр. Гора	3,5	4,1	5,6	3,9	1,7	-0,2	1,5	1,2	0,5	1,0	1,3	0,7	2,1
Унеча	2,9	3,5	5,0	3,1	1,3	-0,1	2,2	1,3	0,5	0,8	1,1	0,1	1,8
Навля	2,9	3,6	4,5	2,5	0,9	-0,8	1,0	1,0	-0,1	0,3	1,0	0,2	1,4
Трубчевск	2,9	3,6	4,8	2,5	0,6	-1,2	0,7	0,2	-0,6	0,2	0,8	0,3	1,2
Новozyбков	1,5	2,5	3,8	2,5	0,9	-1,1	1,1	0,4	-0,1	0,1	0,1	-0,3	0,9

Таблица 7

Изменение величины средней максимальной температуры воздуха (°С) в Брянской области при переходе от первого периода (1951–1987 гг.) ко второму (1988–2010 гг.)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Жуковка	2,7	2,3	2,7	1,9	0,1	0,2	1,3	0,7	0,5	0,7	0,2	0,0	1,1
Брянское оп. лес.	2,5	2,5	2,6	1,8	0,4	0,4	1,7	1,3	0,7	0,6	0,0	-0,2	1,1
Карачев	3,1	2,8	2,9	1,6	0,1	0,2	1,0	0,7	0,3	0,6	-0,1	-0,1	1,1
Кр. Гора	3,1	3,1	3,2	2,1	0,2	0,0	1,2	0,8	0,2	0,5	0,2	0,1	1,2
Унеча	2,7	2,7	2,9	1,8	0,2	0,4	1,7	1,1	0,5	0,6	0,2	-0,1	1,2
Навля	2,5	2,5	2,6	1,3	-0,2	-0,1	0,9	0,6	-0,1	0,3	0,1	-0,2	0,9
Трубчевск	2,5	2,5	2,7	1,3	-0,4	-0,4	0,7	0,3	-0,3	0,2	-0,1	-0,2	0,7
Новozyбков	2,0	2,1	2,3	1,4	-0,3	-0,4	1,1	0,5	0,1	0,1	-0,4	-0,4	0,7

Интересно отметить, что в июне и сентябре на юге области (ст. Навля, Трубчевск, Новozyбков) наблюдается снижение параметра (в июне тренд повсеместно отрицательный). Несколько иные результаты дают тренд-анализ и сопоставление двух временных периодов при оценке изменения средней максимальной температуры в мае, ноябре и декабре. С одной стороны, обнаруживается слабо выраженная долговременная тенденция к потеплению на всей сети, с другой – на южных станциях с 1988 г. отмечается незначительное похолодание.

Прирост средней минимальной температуры воздуха на территории Брянского края в 1,4 раза опережает повышение средней максимальной. Это приводит к уменьшению суточной амплитуды температуры. Однако наблюдаемое изменение параметра весьма неоднородно во времени и пространстве. Довольно существенное понижение амплитуды суточного хода на большинстве станций прослеживается с ноября по февраль и в июне (табл. 8, 9). С мая по октябрь, наряду с районами ее уменьшения, встречаются места с противоположной тенденцией, однако они, как правило, не имеют большого распространения. В апреле на всей метеорологической сети наблюдается возрастание параметра, местами весьма значительное (ст. Жуковка и Красная Гора).

Анализ пространственных особенностей изменений средней суточной амплитуды температур показал, что наиболее заметное

ее снижение происходит на востоке (ст. Брянское опытное лесничество, Карачев, Навля) и юго-западе региона (ст. Новозыбков). Напротив, на севере области (ст. Жуковка) обнаруживается слабо выраженная тенденция к увеличению параметра.

Таблица 8

Тренд средней суточной амплитуды температуры воздуха на территории Брянской области, °С/60 лет

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Жуковка	-2,1	-1,0	-0,7	2,3	1,0	-0,1	1,0	1,1	0,9	1,4	-0,3	-0,3	0,3
Брянское оп. лес.	-2,2	-2,0	-0,9	0,9	-0,6	-3,0	-1,1	-0,6	-1,1	-0,6	-1,7	-0,8	-1,2
Карачев	-1,1	-1,2	-0,8	0,8	-0,4	-2,9	-1,4	-0,2	-1,2	-0,8	-1,7	-0,7	-1,0
Кр. Гора	-1,5	-0,6	0,2	2,0	1,0	-0,3	-0,1	0,3	-0,5	0,5	-0,3	-0,5	0,0
Унеча	-2,3	-1,4	-0,5	1,3	-0,1	-1,1	0,0	0,0	-0,8	0,4	-1,2	-1,2	-0,6
Навля	-1,2	-1,1	-0,7	0,5	-0,5	-2,6	-1,3	-0,4	-1,4	-0,7	-1,2	-0,5	-0,9
Трубчевск	-1,7	-1,0	-0,7	1,0	-0,2	-1,5	-0,7	-0,2	-1,1	0,3	-0,7	-0,1	-0,6
Новозыбков	-3,2	-2,4	-1,5	0,5	-0,2	-1,2	-0,6	-0,7	-1,0	-0,5	-1,6	-1,5	-1,2

Таблица 9

Изменение величины средней суточной амплитуды температуры воздуха (°С) в Брянской области при переходе от первого периода (1951 – 1987 гг.) ко второму (1988 – 2010 гг.)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Жуковка	-1,7	-1,3	-0,3	1,4	0,4	0,1	0,7	0,7	0,5	0,7	0,1	-0,3	0,1
Брянское оп. лес.	-1,9	-1,8	-0,4	0,7	-0,4	-1,3	-0,2	-0,1	-0,4	-0,3	-0,6	-0,7	-0,6
Карачев	-0,8	-1,0	-0,4	0,5	-0,4	-1,3	-0,8	-0,3	-0,7	-0,3	-0,9	-0,7	-0,6
Кр. Гора	-1,3	-0,8	0,2	1,1	0,1	-0,4	0,1	0,0	-0,3	0,2	-0,1	-0,4	-0,2
Унеча	-1,8	-1,3	-0,3	0,7	-0,2	-0,4	0,2	0,3	-0,3	0,3	-0,3	-0,7	-0,3
Навля	-1,3	-1,3	-0,3	0,2	-0,4	-1,2	-0,6	-0,2	-1,0	-0,3	-0,4	-0,6	-0,6
Трубчевск	-1,6	-1,2	-0,4	0,5	-0,4	-1,0	-0,3	-0,1	-0,7	0,1	-0,3	-0,3	-0,5
Новозыбков	-2,1	-1,6	-0,7	0,2	-0,4	-0,7	-0,1	-0,3	-0,4	-0,4	-0,6	-0,8	-0,6

В результате анализа суточных минимумов температуры воздуха выявлено существенное повышение их значений. При этом максимальный рост параметра наблюдается на востоке

(ст. Брянское опытное лесничество, Карачев, Навля), минимальный – на севере исследуемого региона (ст. Жуковка). В годовом разрезе наиболее интенсивные положительные изменения отмечаются в марте. Тренд за 60 лет составляет на разных станциях от 8,0 до 13,9 °С (табл. 10), причем лишь в этом месяце он значим на всей сети. Во втором временном периоде (1988–2010 гг.) суточный минимум марта увеличился на 5,3–8,0 °С (табл. 11).

Таблица 10

Тренд суточного минимума температуры воздуха
на территории Брянской области, °С/60 лет

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Жуковка	1,5	2,8	10,8	3,0	-1,0	-0,4	0,9	-1,0	-1,1	-0,1	3,2	-0,1	3,0
Брянское оп. лес.	4,4	6,4	13,9	4,7	1,9	4,3	5,5	2,2	1,9	2,8	6,1	2,8	6,4
Карачев	3,2	3,8	10,5	2,8	0,1	2,0	3,5	1,1	0,8	1,7	4,7	1,7	3,4
Кр. Гора	2,3	3,5	8,0	2,8	-0,5	-0,5	2,2	0,2	-0,2	0,0	2,3	2,5	2,6
Унеча	2,2	3,2	8,2	1,5	-1,1	-0,3	1,5	-0,2	-0,3	-0,4	2,0	1,4	3,1
Навля	4,8	6,0	11,4	3,3	0,7	2,5	3,8	1,7	1,7	1,7	4,3	3,1	5,7
Трубчевск	2,0	2,5	8,9	2,3	-0,6	1,6	2,3	-0,7	0,2	0,3	1,7	0,6	2,2
Новozyбков	2,9	4,7	9,1	3,0	0,0	0,4	2,3	0,8	0,6	1,4	3,1	1,9	3,3

Таблица 11

Изменение величины суточного минимума температуры
воздуха (°С) в Брянской области при переходе
от первого периода (1951–1987 гг.) ко второму (1988–2010 гг.)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Жуковка	1,7	3,0	6,2	0,8	-0,5	-0,2	0,4	-0,5	-0,2	0,1	-0,4	-0,4	2,5
Брянское оп. лес.	3,1	4,5	8,0	2,0	0,7	2,3	2,8	1,5	1,0	1,5	1,3	1,2	4,1
Карачев	2,5	3,3	6,5	1,0	-0,2	1,6	2,2	1,1	0,8	0,8	0,9	0,5	2,4
Кр. Гора	2,1	3,5	5,3	0,8	-0,4	0,0	1,1	0,4	0,0	0,0	-0,4	1,0	2,0
Унеча	2,5	3,3	5,8	0,6	-0,4	0,4	1,2	0,3	0,1	-0,2	-0,6	0,6	2,7
Навля	3,3	3,9	6,3	1,1	0,1	1,5	1,8	1,1	1,2	0,8	0,3	0,8	3,4
Трубчевск	2,2	2,9	5,6	0,7	-0,3	1,3	1,5	0,0	0,4	0,4	-0,5	-0,4	2,1
Новozyбков	2,3	3,8	5,6	1,1	0,0	0,5	1,4	0,9	0,3	0,9	-0,3	0,5	2,1

Повышение абсолютного минимума в январе–феврале, апреле и июле происходит со значительно меньшей скоростью, чем в марте. Тенденции эти, как правило, статистически незначимы, но также отмечаются на всех станциях. В мае–июне, а также с августа по декабрь изменения параметра разнонаправленны, хотя процессы роста все же преобладают. На всей сети также наблюдается увеличение абсолютного годового минимума температуры воздуха, правда, тренд значим только на станциях Брянское опытное лесничество и Навля.

В изменениях суточных максимумов так же, как и суточных минимумов температуры воздуха, прослеживается тенденция к их увеличению, причем темпы потепления в целом снижаются к югу, особенно в западной части области. Тенденция повышения параметра наиболее отчетливо проявляется в феврале и марте на всей метеорологической сети (табл. 12, 13). Причем только в эти два месяца тренд статистически значим на всех станциях. В январе, апреле, июле–августе, октябре–ноябре имеет место незначительное увеличение суточного максимума. В мае–июне, сентябре и декабре отмечаются как положительные, так и отрицательные тенденции, но, как правило, слабое потепление приурочено к северным и центральным станциям, а похолодание – к южным районам. Тенденция повышения абсолютного годового максимума статистически незначима.

Т а б л и ц а 1 2

Тренд суточного максимума температуры воздуха
на территории Брянской области, °С/60 лет

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Жуковка	1,6	3,4	6,7	1,7	1,7	0,7	2,5	1,3	0,9	2,6	3,2	0,7	2,2
Брянское оп. лес.	0,8	3,2	4,6	0,4	1,1	0,4	2,1	1,9	0,7	1,9	1,6	0,2	2,2
Карачев	1,1	3,2	5,0	0,7	1,0	0,4	2,0	1,5	1,2	2,4	2,0	0,4	2,0
Кр. Гора	2,5	4,3	7,3	1,9	1,2	0,7	0,9	1,0	0,3	2,9	2,2	1,6	1,0
Унеча	1,6	4,3	6,9	1,2	0,8	-0,2	0,8	0,8	-0,8	2,2	2,2	0,6	1,0
Навля	0,9	3,2	4,3	0,7	0,2	-0,5	0,3	0,2	-0,1	1,6	1,6	-0,2	0,5
Трубчевск	1,4	3,3	5,3	0,2	0,4	-0,6	1,1	0,7	-0,1	1,9	1,4	0,4	0,8
Новozyбков	1,0	2,4	5,3	0,1	0,6	-0,1	1,0	1,3	-0,2	1,9	0,9	0,2	1,3

Таблица 13

Изменение величины суточного максимума температуры воздуха (°С) в Брянской области при переходе от первого периода (1951–1987 гг.) ко второму (1988–2010 гг.)

Станция	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
Жуковка	1,1	2,5	3,3	0,9	0,1	0,7	2,0	0,8	0,2	1,7	1,3	0,0	1,7
Брянское оп. лес.	0,8	2,2	2,4	0,1	0,0	0,8	1,9	1,3	0,5	1,5	0,7	-0,4	1,8
Карачев	0,9	2,4	2,9	0,5	0,3	0,9	2,1	1,2	1,0	1,8	0,9	-0,3	2,0
Кр. Гора	1,7	3,1	3,4	1,1	-0,1	0,6	1,2	0,9	0,1	2,0	0,9	0,3	1,0
Унеча	1,3	3,2	3,3	0,8	0,0	0,6	1,4	1,1	-0,1	1,7	1,0	-0,1	1,6
Навля	0,8	2,4	2,3	0,3	-0,3	0,4	1,3	0,5	0,1	1,4	0,7	-0,5	1,2
Трубчевск	0,9	2,4	2,6	-0,1	-0,4	0,1	1,3	0,7	-0,1	1,5	0,7	-0,3	1,0
Новозыбков	1,0	2,2	2,5	0,1	-0,3	0,2	1,3	1,2	-0,2	1,5	0,3	-0,3	1,5

Темпы повышения годовых минимумов заметно больше, чем максимумов, что приводит к существенному понижению годового размаха температуры воздуха (табл. 14). Наиболее интенсивное снижение параметра отмечается на станциях Брянское опытное лесничество и Навля.

Таблица 14

Изменение величины годового размаха температуры воздуха на территории Брянской области, °С

Параметр	Станции							
	Жуков-ка	Брянск. оп. лес.	Кара-чев	Красная Гора	Унеча	Нав-ля	Труб-чевск	Ново-зыбков
Δ двух периодов	-0,8	-2,3	-0,4	-1,0	-1,1	-2,2	-1,1	-0,6
Тренд 1951–2010 гг.	-0,8	-4,2	-1,4	-1,6	-2,1	-5,2	-1,4	-2,0

Довольно значительные изменения на территории Брянской области претерпели даты начала и окончания заморозков в воздухе, а также продолжительность безморозного периода. Отчетливо проявляется тенденция смещения сроков наступления первого осеннего заморозка на более позднее время, за исключением ст. Жуковка (табл. 15).

В изменении дат последнего весеннего заморозка не обнаруживается четкой закономерности. Более чем на 60 % станций происходит смещение этой даты на более поздний период, однако, например, на востоке (ст. Брянское опытное лесничество и Навля) и юго-западе региона (ст. Новозыбков) наблюдается сдвиг на более ранние сроки (табл. 16). Из анализа изменений дат первого и последнего заморозков можно сделать вывод, что на большей части сети отмечается сокращение безморозного периода. Исключение составляют ст. Брянское опытное лесничество, Навля, Новозыбков.

Таблица 15

Изменение дат первого осеннего заморозка
на территории Брянской области

Параметр	Станции							
	Жуков-ка	Брянск. оп. лес.	Кара-чев	Красная Гора	Унеча	Навля	Труб-чевск	Ново-зыбков
Δ двух периодов	-5	+4	+2	+3	+3	+6	-1	+1
Тренд 1951–2010 гг.	-10	+6	+2	+6	+4	+12	0	+2

Таблица 16

Изменение дат последнего заморозка весной
на территории Брянской области

Параметр	Станции							
	Жуков-ка	Брянск. оп. лес.	Кара-чев	Красная Гора	Унеча	Навля	Труб-чевск	Ново-зыбков
Δ двух периодов	+2	-7	+6	+3	+3	-3	+2	0
Тренд 1951–2010 гг.	0	-21	+8	+2	+7	-6	+6	-4

Таким образом, два подхода – тренд-анализ и сравнение двух временных периодов при оценке климатических изменений в регионе – приводят к аналогичным результатам.

Заключение

Оценивая колебания температурного режима на территории Брянской области с 1951 по 2010 г., можно сделать следующие выводы.

1. Прослеживается тенденция к возрастанию температуры, проявляющаяся особенно сильно с 1988 г. При этом максимальный ее рост отмечается в пунктах, расположенных в зоне средней полосы области.

2. Обнаружены сезонные различия. Наиболее значительные положительные изменения отмечаются с января по март на всех станциях, а также в апреле на западе области. Ввиду того, что средняя температура зимы увеличивается более интенсивными темпами, чем летняя, происходит снижение годовой амплитуды температур.

3. Значимое повышение средних минимальной и максимальной температур получило наибольшее распространение с января по март. Установлено уменьшение амплитуды суточного хода за период с ноября по февраль и в июне вследствие превышения прироста средней минимальной температуры над повышением средней максимальной.

4. В изменениях суточных минимумов так же, как и суточных максимумов температуры воздуха, преобладает тенденция к росту, особенно заметная в марте. Темпы повышения годовых минимумов заметно больше, чем максимумов, что приводит к существенному понижению годового размаха температуры воздуха.

5. Отчетливо проявляется тенденция смещения сроков наступления первого осеннего заморозка на более позднее время. В изменении дат последнего весеннего заморозка не обнаруживается четкой закономерности.

Литература

1. К л и м а т о л о г и ч е с к и й справочник СССР. Вып. 8. По Брянской, Орловской, Курской, Воронежской и Тамбовской областям. Метеорологические данные за отдельные годы. Ч. I. Температура воздуха. Л., 1953. 323 с.

2. С п р а в о ч н и к по климату СССР. Вып. 28. Тамбовская, Брянская, Липецкая, Орловская, Курская, Воронежская и Белгородская области. Данные за отдельные годы. Ч. I. Температура воздуха. Курск, 1970. 268 с.

3. Ш в е р Ц. А. Атмосферные осадки на территории СССР. Л.: Гидрометеопиздат, 1984. 285 с.

ДАЛЬНИЕ СВЯЗИ В КОЛЕБАНИЯХ КЛИМАТА ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ

Введение

Глобальное потепление климата, начавшееся около 100 лет назад, происходило неравномерно во времени. За прошедший век выделяют первое (30–40-е годы XX века) и второе (с середины 1970-х годов) глобальные потепления. Второе потепление чаще связывают с усилением парникового эффекта атмосферы за счет повышения концентрации CO_2 , которым объясняют наличие положительного тренда глобальной температуры. Но наряду с трендом временной ряд глобальной температуры показывает наличие колебаний климата с периодами в несколько лет, которые накладываются на трендовую составляющую глобальной температуры. Амплитуда таких колебаний может в 2–3 раза превосходить по величине трендовую составляющую температуры на том же интервале лет [11].

Колебания климата являются следствием естественных колебательных процессов в климатической системе. В климатической системе атмосфера является наименее инерционной составляющей и не может иметь собственные колебания с периодами в несколько лет. Но колебания такой длительности могут происходить в океане и затем передаваться в атмосферу.

В настоящей работе ставилась задача выявления в океане районов, ответственных за региональные колебания климата на Европейской территории России. Естественным факторам изменений климата уделяется много внимания [3], но исследование дальних связей атмосферных колебаний с океаном рассматривается нечасто. Пространственные особенности взаимодействия океана и атмосферы определяются циркуляцией атмосферы, а интенсивность обмена энергией на границе океан–атмосфера определяется разностью температур и толщиной верхнего слоя перемешивания океана.

Зависимость климата различных регионов от интенсивности взаимодействия океана и атмосферы обсуждается во многих работах [6]. Большинство работ отечественных исследователей посвящено изучению Северного полушария и полярных областей. Одним

из важнейших направлений является исследование интенсивности взаимодействия океана и атмосферы, связанное с термохалинными изменениями водных масс и вертикальным перемешиванием в верхнем слое океана [9]. Понимание механизмов связи характеристик водных масс с интенсивностью потоков тепла на границе океана и атмосферы очень важно для исследования климата в целом.

Исследование дальних связей неразрывно связано с изучением общей циркуляции атмосферы. Формы циркуляции атмосферы рассматривают в большей степени с процессами синоптического масштаба ограниченной территории. В работе [10] проанализирована связь климатических колебаний Санкт-Петербурга с циркуляцией атмосферы. По мнению авторов [10], аномалии температуры и осадков в весенний период имеют естественное происхождение и не требуют привлечения дополнительных гипотез.

Естественные циркуляционные механизмы, характерные для северной Евразии и Европейской территории России (ЕТР), рассматриваются в [8], а также в других работах этих авторов. Колебания температуры зимой в северной Евразии авторы [8] связывают с индексом Североатлантического колебания и Скандинавским индексом. В работе [5] колебания температуры на ЕТР также связывают с естественными циркуляционными механизмами. Например, похолодание на ЕТР в ноябре 1980–1990-х гг. объясняется положительной фазой Арктического и Североатлантического колебаний в предыдущую зиму [5]. Дальние связи климата Северного полушария связываются часто с явлением Эль-Ниньо, которое может существенно влиять на аномалии погоды некоторых удаленных регионов. Климатические аномалии на территории России в связи с Эль-Ниньо рассматривались в [2]. А в работе [12] обнаружен многолетний тренд ослабления интенсивности взаимодействия океана и атмосферы. При этом ослабление теплового взаимодействия океан – атмосфера предположительно связывается с уменьшением верхнего слоя перемешивания в океане, а ускорение потепления климата – с ослаблением тепловой инерционности атмосферы над океаном и с ослаблением демпфирующей роли океана в глобальном потеплении климата. В работе [1] указывается на интенсификацию потоков тепла из океана в атмосферу во второй половине прошлого века, но связывается это явление с определенными типами атмосферной циркуляции.

Авторами [4] проведен анализ климатических изменений в текущем столетии и получены выводы об увеличении теплосодержания слоя взаимодействия океана с атмосферой и о повышении температуры деятельного слоя океана на $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ в 20-м столетии. Все изменения трактуются как результат изменений атмосферной циркуляции, которые возникают при изменениях угловой скорости вращения Земли. В других работах тех же авторов более конкретно указывается на зависимость температуры приполярной зоны от Североатлантического колебания, что не противоречит ранее приведенным результатам.

Таким образом, исследования взаимодействия океана и атмосферы либо ограничиваются одним небольшим регионом океана, либо проводятся на глобальном уровне без анализа зависимости регионального климата континентальной атмосферы от состояния удаленных частей мирового океана. В настоящей работе ставилась задача выявления дальних связей климата ЕТР на основе исчерпывающего анализа всех частей мирового океана.

Исходные данные и методы анализа

В работе использовались временные ряды температуры воздуха по четырем климатическим районам Европейской территории России за период 1976–2010 гг. и за тот же период – данные о температуре поверхности Мирового океана в узлах географической сетки $5 \times 5^{\circ}$, за исключением Северного Ледовитого и Южного океанов. Данные о температуре воздуха по метеорологическим станциям на территории ЕТР взяты в фондах ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», а данные по океану – из массива среднегодовых значений аномалий приповерхностной температуры воздуха над сушей и Мировым океаном (HadCRUT3 – Gridded monthly temperatures <http://hadobs.metoffice.com/hadcrut3>) [13]. Ряды температуры по каждому району получены осреднением постанционных данных в пределах заданных границ каждого района. Обоснование границ климатических районов и осреднение описаны в работе [11]. По сравнению с другими существующими делениями территории на районы наше районирование наиболее приемлемо для исследований колебаний климата, так как выполнено было на основе исследований подобия и различий именно колебаний климата, а не его многолетних норм или других характеристик.

На ЕТР выделяются четыре климатических района, расположенных в трех широтных зонах. Севернее 60° с.ш. выделяются два района, один из которых (Северо-Западный район) находится западнее 45° в.д. (пятый район по классификации [11]), а другой (Северо-Восточный район) охватывает территорию восточнее 45° в.д. (четвертый район по классификации [11]). Климатический район умеренных широт – часть ЕТР в широтной зоне $50-60^\circ$ с.ш. (первый район по классификации [11]). Южный район – южная часть ЕТР, южнее 50° с.ш. (третий район по классификации [11]).

По метеорологическим станциям внутри каждого района были получены осредненные ряды среднегодовой температуры воздуха за период 1976–2010 гг. и исключены линейные тренды за тот же период. Аналогично линейные тренды были исключены из всех рядов температуры поверхности океана. Далее ряды отклонений от тренда будем называть просто рядами температуры.

Методом корреляционного анализа временных рядов температуры воздуха по районам и температуры поверхности Мирового океана в узлах географической сетки исследовались дальние связи колебаний климата.

Оценивалась достоверность коэффициентов корреляции. Согласно [7], если коэффициент корреляции по абсолютной величине превышает $2\sigma_r$, (σ_r – среднеквадратическое отклонение коэффициента корреляции, равное $1/\sqrt{(n-2)}$, где n – число случаев), то корреляция случайна с вероятностью менее 5 %. Для ряда данных с 1976 по 2009 г. доверительной границей для 5 %-ного уровня значимости является коэффициент корреляции $r = 0,35$. Коэффициенты корреляции $r = 0,35$ и выше считались статистически достоверными с вероятностью не менее 95 %.

Результаты

Район умеренных широт. На рис. 1. представлена карта коэффициентов корреляции колебаний климата в умеренных широтах ЕТР (широтная зона $50-60^\circ$ с.ш.) с колебаниями температуры поверхности Мирового океана в узлах географической сетки.

Рис. 1 показывает, что колебания климата в умеренных широтах ЕТР имеют значимую корреляцию с очень удаленными частями Мирового океана, как в Атлантике, так и в Тихом океане. Области океана с наибольшими значимыми положительными корреляциями расположены в акватории Баренцева, Балтийского, Черного морей,

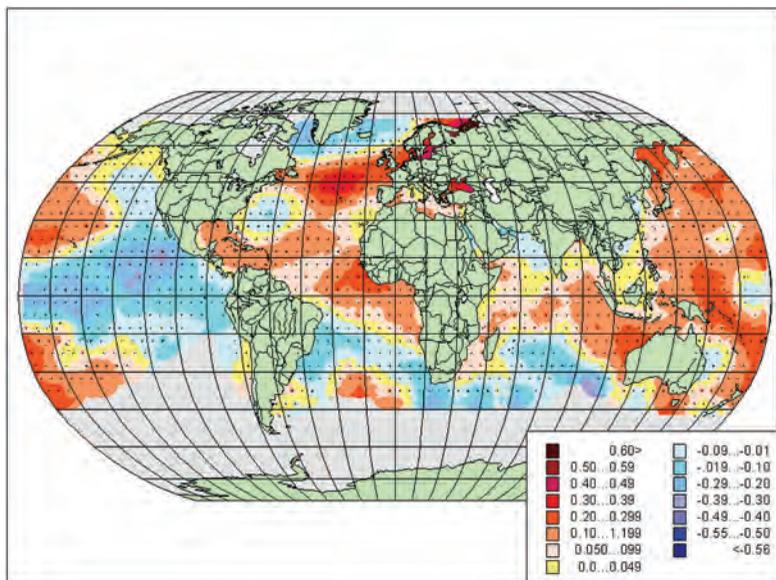


Рис. 1. Коэффициенты корреляции колебаний температуры воздуха в умеренных широтах ЕТР с колебаниями температуры поверхности океана в узлах географической сетки

вблизи Азорских островов, а также в бассейне Мексиканского залива. Положение вытянутых очагов положительных корреляций в Атлантике примерно совпадает с положением океанического течения Гольфстрим, несущего тепло от Мексиканского залива в северную Атлантику, распространяясь до Баренцева моря. Это совпадает с известными положениями о том, что климат Европы в значительной мере зависит от Гольфстрима. И теперь ясно, что колебания климата Европы тоже в некоторой мере связаны с колебаниями температуры океана в зоне Гольфстрима.

Кроме того, колебания климата в умеренных широтах ЕТР имеют положительную корреляцию с колебаниями климата океана в нескольких участках Атлантики у берегов Африки в области Канарского и Гвинейского течений, а также в западной части Тихого океана у берегов Новой Гвинеи в районах прохождения северных и южных пассатных течений и в Охотском море – залив Шелихова; но коэффициент корреляции меньше порога значимости ($r < 0,35$).

В противофазе происходят колебания климата атмосферы в умеренных широтах ЕТР с колебаниями температуры поверхности Тихого океана на обширной территории приэкваториальных широт. На рис. 1 приэкваториальная часть восточной половины Тихого океана занята областью с отрицательной корреляцией со значениями до $r = -0,4$.

Северо-Западный климатический район. Для Северо-Западного района характерны тесные связи с температурой прилегающих к Европе морей с наибольшими значениями коэффициента корреляции, с температурой Баренцева моря ($r > 0,6$) рис. 2).

Северо-Западный район расположен западнее района умеренных широт ЕТР, что, возможно, отражается в изменении конфигурации и положения в океане областей положительной и отрицательной корреляции с ним. По аналогии с районом умеренных широт температура Северо-Западного района имеет значимый положительный коэффициент корреляции с океаном вблизи Азорских островов, но эта область смещена к западу.

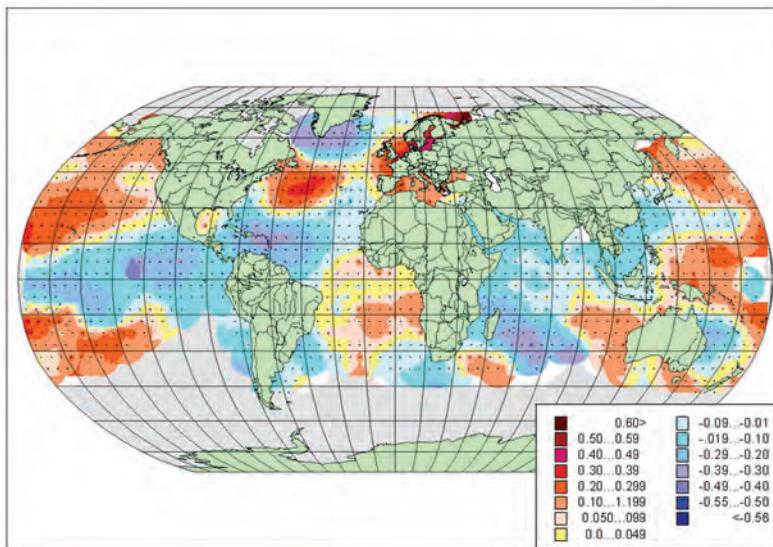


Рис. 2. Коэффициенты корреляции колебаний температуры воздуха в Северо-Западном районе ЕТР с колебаниями температуры поверхности океана в узлах географической сетки

Самым заметным отличием от других районов является большая область отрицательных корреляций в Карибском бассейне с наибольшими отрицательными значениями примерно вдоль 15 параллели в области Северного Пассатного и Антильского течений. Большую площадь занимает область отрицательных корреляций со значениями до $r = -0,5$ в районе течения, омывающего Гренландию с юга. В южной части Индийского океана в области прохождения Южного Пассатного течения над Аравийско-Индийским хребтом находится область значимых отрицательных корреляций $r = -0,5$ температуры поверхности океана с температурой воздуха в Северо-Западном районе Европы.

Северо-Восточный климатический район. Колебания в Северо-Восточном районе ЕТР имеют значимые коэффициенты корреляции с температурой примерно тех же районов океана, которые оказывают влияние на климат умеренных широт и Северо-Западного района (рис. 3); но связь Северо-Восточного района с Атлантикой слабее. Однако обнаружены большие положительные корреляции ($r = 0,6$) колебаний климата Северо-Восточного района

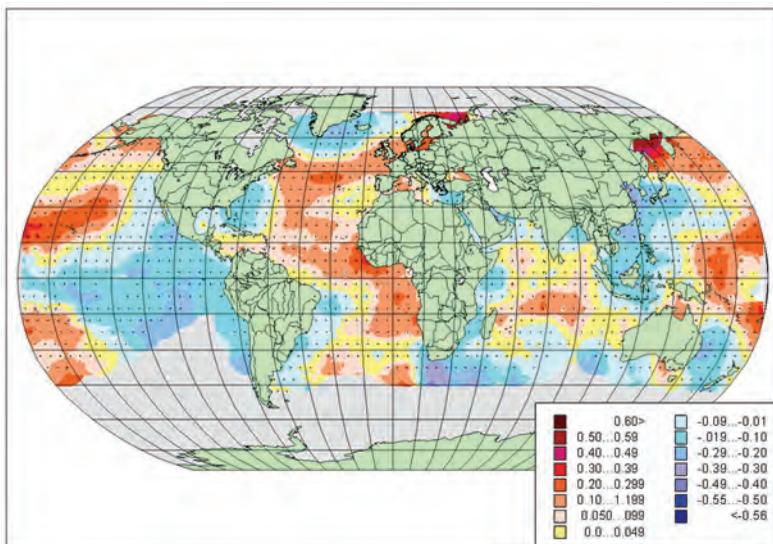


Рис. 3. Коэффициенты корреляции колебаний температуры воздуха в Северо-Восточном районе ЕТР с колебаниями температуры поверхности океана в узлах географической сетки

ЕТР с температурой в Охотском море. Такие же коэффициенты положительной корреляции и более ($r > 0,6$) обнаружены с температурой Баренцева моря восточнее острова Колгуев. Значительная территория Тихого океана, юго-западной Гавайских островов (область Северного Пассатного течения) в интервале восточных долгот от 160 до 180° занята областью меньших, но тоже значимых положительных корреляций.

Вдоль восточного побережья Индокитая тянется область значимых отрицательных корреляций $r = -0,4$. Такие же коэффициенты корреляции выявлены на небольшой территории у южной оконечности Африки.

Как и для других температурных рядов ЕТР заметные корреляции с температурой поверхности океанов обнаружены преимущественно в тех удаленных районах океанов, в которых океанические течения встречаются с препятствиями – подводными хребтами и грядами островов.

Южный климатический район. На рис. 4 показано пространственное распределение коэффициентов корреляции колебаний

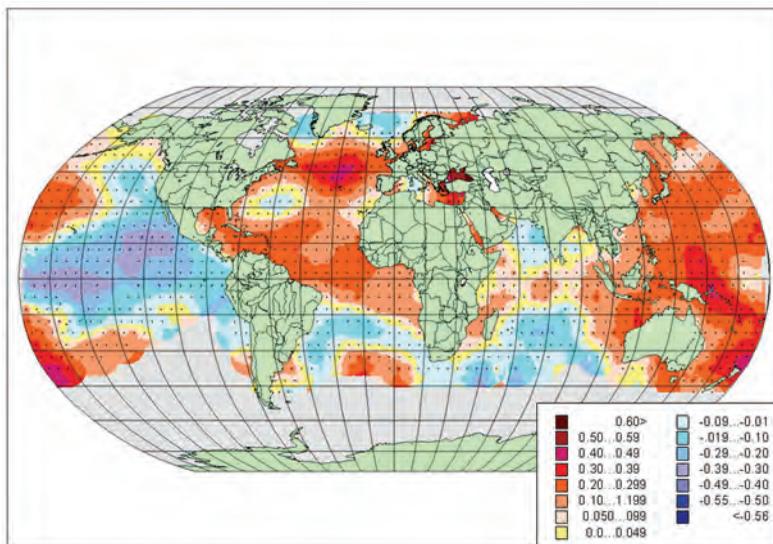


Рис. 4. Коэффициенты корреляции колебаний температуры воздуха в Южном районе ЕТР с колебаниями температуры поверхности океана в узлах географической сетки

температуры воздуха в Южном районе ЕТР с температурой поверхности Мирового океана.

В этом районе колебания климата имеют высокие коэффициенты корреляции примерно с теми же районами океана, которые были выделены для района умеренных широт ЕТР.

Значимая положительная корреляция ($r > +0,4$) наблюдается с температурой океана в районе Азорских островов, с температурой юго-западной части Тихого океана восточней Новой Гвинеи и с температурой у северного острова Новой Зеландии. Наилучшие корреляции район имеет с температурой Черного моря ($r > +0,6$).

Южный район имеет значимые отрицательные корреляции с обширной областью в центральной части Тихого океана ($r > -0,4$), достигая значений в нескольких узлах $r = -0,5$.

Заключение

В результате исследований обнаружены высокие коэффициенты корреляции между синхронными колебаниями температуры воздуха на ЕТР и температуры поверхности ближайших морей и прилегающих областей океанов. Температура над северными районами ЕТР лучше связана с температурой Баренцева моря и прилегающей части Атлантики, а над южными районами ЕТР – с температурой Черного моря и более южной части Атлантики. Западный район лучше связан с более западным районом Атлантики вблизи Азорских островов, а Восточный – с более восточным.

Слабее, но тоже статистически значимые корреляции обнаружены между колебаниями температуры ЕТР и колебаниями температуры поверхности в некоторых районах Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Значимые корреляции наблюдаются преимущественно в районах пересечения морских течений с подводными хребтами и грядами островов.

В далеких областях Мирового океана выделяются районы значимых синхронных положительных и отрицательных корреляций с температурой воздуха на ЕТР.

Возникает предположение о том, что теплообмен между океаном и атмосферой усиливается в местах более интенсивного вертикального перемешивания океана, который неизбежно возникает в местах встречи океанических течений с препятствиями в виде подводных хребтов. Это согласуется с рядом цитируемых

ранее работ о связи колебаний климата с характеристиками верхнего слоя перемешивания в океане.

Если в случае с Гольфстримом можно предположить, что при усилении теплообмена океан–атмосфера над хребтом в Атлантике усиливается теплообмен между Атлантикой и температурой на ЕТР, то совсем невозможно предположить непосредственную безынерционную зависимость колебаний температуры на ЕТР от изменений теплообмена океан–атмосфера в южной части Тихого или Индийского океанов. Обнаруженные синхронные статистические связи не могут быть результатом какого-либо мгновенного обмена теплом между атмосферой ЕТР и водами далеких океанов. Остается предполагать, что дальние статистические связи являются следствием некоторых глобальных естественных колебательных процессов климатической системы, происходящих синхронно на всей Земле и управляемых общим механизмом.

Литература

1. Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А. О существенных различиях крупномасштабных изменений приземной температуры над океаном и материками // *Океанология*. 2006. Т. 46, № 2. С. 165–167.
2. Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Клещенко Л.К., Аристова Л.И. О связи климатических аномалий на территории России с явлением Эль-Ниньо-Южное колебание // *Метеорология и гидрология*. 1999. № 5. С. 32–50.
3. Гудкович З.М., Карклин В.П., Смоляницкий В.М., Фролов И.Е. О характере и причинах изменений климата Земли // *Проблемы Арктики и Антарктики*, № 1 (81). 2009. С. 15–23
4. Дзюба А.В., Панин Г.Н. Механизм формирования многолетних направленных изменений климата в прошедшем и текущем столетиях // *Метеорология и гидрология*. 2007. № 5. С. 5–27.
5. Крыжов В.Н. Причины похолодания в ноябре 1980–1990-х годов на Европейской территории России // *Метеорология и гидрология*. 2008. № 1.
6. Лаппо С.С., Гулев С.К., Рождественский А.Е. Крупномасштабное тепловое взаимодействие в системе океан–атмосфера и энергоактивные области Мирового океана. Л.: Гидрометеониздат, 1990. 336 с.
7. Пановский Г.А., Браер Г.В. Статистические методы в метеорологии. Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1967 г. – 242 с.
8. Попова В.В., Шмакин А.Б. Циркуляционные механизмы крупномасштабных аномалий температуры воздуха зимой в Северной Евразии в конце XX столетия // *Метеорология и гидрология*. 2006. № 12. С. 15–24.

9. Сарафанов А. А. Механизм воздействия Североатлантического колебания на температуру и соленость промежуточных и глубинных вод субполярной северной Атлантики // Метеорология и гидрология. 2009. № 3. С. 65–73.

10. Угрюмов А. И., Харьковская Н. В. Современные изменения климата Санкт-Петербурга и колебания циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. 2008. № 1. С. 24–30.

11. Шерстюков Б. Г., Салугашвили Р. С. Объективное районирование России по изменениям и колебаниям климата // Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». Вып. 176 (ст. в наст. сб.).

12. Шерстюков Б. Г. Тепловая инерция океана и парниковый эффект в современных изменениях климата // Метеорология и гидрология. 2006. № 7. С. 66–72.

13. Brohan P., Kennedy J.J., Harris I., Tett S.F.B., Jones P.D. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850 // Journal Of Geophysical Research. Vol. 111, D12106, doi:10.1029/2005JD006548, 2006.

ДАЛЬНИЕ СВЯЗИ В КОЛЕБАНИЯХ КЛИМАТА ЗАРУБЕЖНОЙ ЕВРОПЫ

Введение

Нестабильность климата, особенно заметно проявляющаяся на региональном уровне в последнее десятилетие, обостряет вопрос об относительной степени влияния различных факторов, влияющих на климатическую систему, в первую очередь о степени влияния антропогенного и естественных факторов. Естественные колебательные процессы климатической системы вызывают резонирующие возмущения во всех геосферах Земли, влияя на состояние системы океан–атмосфера. Океан обладает огромной инерцией, что позволяет ему иметь колебания различных периодов и тем самым влиять на атмосферу, передавая ей свои возмущения. Если положительный тренд глобальной температуры принять за проявление усилившегося парникового эффекта атмосферы за счет повышения концентрации CO_2 , то колебания климата являются следствием естественных колебательных процессов в климатической системе. На климат Европейского региона большое влияние оказывают процессы, происходящие в Атлантике (течение Гольфстрим), которые, в свою очередь, взаимосвязаны с процессами во всем Мировом океане. С Гольфстримом чаще связывают процессы синоптического масштаба, проще говоря, погоду в Европе. Но влияние Гольфстрима распространяется и на более длительных интервалах, например на периоды в несколько лет. То есть океан может являться генератором колебаний климата Европы. Некоторые исследователи высказывают опасения относительно изменения работы глобального океанического конвейера, которое может привести к изменению количества приносимого тепла к берегам Европы, что делает исследования связей в системе океан–атмосфера–суша очень актуальными.

Литературный обзор по публикациям по данному направлению исследований приведен в [2].

В данной работе ставилась задача выявления в океане районов, ответственных за региональные колебания климата на территории Зарубежной Европы.

Исходные данные и методы анализа

В работе использовались данные о температуре воздуха по 120 метеорологическим станциям на территории Зарубежной Европы за период 1976–2010 гг. и за тот же период данные о температуре поверхности Мирового океана в узлах географической сетки $5 \times 5^\circ$, за исключением Северного Ледовитого и Южного океанов. Данные о температуре воздуха взяты в фондах ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», а данные по океану – из среднегодовых значений аномалий приповерхностной температуры воздуха над сушей и Мировым океаном (HadCRUT3 – Gridded monthly temperatures <http://hadobs.metoffice.com/hadcrut3>) в узлах географической сетки $5 \times 5^\circ$ [4], за исключением Южного и Северного Ледовитого океанов. По зарубежным станциям данные взяты с официального сайта NCDC <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/ncdc.html> (версия 2), которые описаны в [6]. По территории Зарубежной Европы список станций дополнен данными с европейского сайта <http://eca.knmi.nl/>. Описание европейских данных приведено в [5]. На территории Зарубежной Европы рассматривались климатические районы, обоснование границ которых описано в работе [3]. По сравнению с другими существующими делениями на районы наше районирование наиболее приемлемо для исследований колебаний климата, так как выполнено было на основе исследований подобия и различий именно колебаний климата, а не его многолетних норм или других характеристик.

На территории Зарубежной Европы выделяются пять климатических районов, расположенных преимущественно в двух широтных зонах: $45–60^\circ$ с.ш. и южнее 45° с.ш. В широтном диапазоне $45–60^\circ$ с.ш. выделяются четыре района, которые отличаются по территориальному расположению. Самый западный район имеет островное расположение: Великобритания, Ирландия, Фарерские и Шетлендские острова, а также часть Скандинавии (Северо-Западная Европа), 14-й район по классификации [3]. Три других района располагаются один за другим от Атлантического побережья Западной Европы до западного побережья Черного моря преимущественно в умеренных широтах (Западная и Северная Европа, Центральная Европа, Юго-Восточная Европа), это 6, 7 и 10-й районы по классификации [3]. Южнее 45° с.ш. находится один район (Европейский Юго-Западный), расположенный на территории Пиренейского полуострова, 12-й район по классификации [3].

Исследование дальних связей колебания климата проведено методом корреляционного анализа временных рядов температуры воздуха по районам с температурой поверхности Мирового океана в узлах географической сетки.

Для этого по метеорологическим станциям внутри каждого района были получены осредненные ряды среднегодовой температуры воздуха за период 1976–2010 гг. и исключены линейные тренды за тот же период. Также линейные тренды были исключены из всех рядов температуры поверхности океана.

Достоверность коэффициентов корреляции оценивалась согласно [1]. Если коэффициент корреляции по абсолютной величине превышает $2\sigma_r$ (σ_r – среднеквадратическое отклонение коэффициента корреляции, равное $1/\sqrt{(n-2)}$, где n – число случаев), то корреляция случайна с вероятностью менее 5 %. Для ряда данных с 1976 по 2009 г. доверительной границей для 5 %-ного уровня значимости является коэффициент корреляции $r = 0,35$. Коэффициенты корреляции $r = 0,35$ и выше считались статистически достоверными с вероятностью 95 %.

Результаты

Центральная Европа. К району Центральной Европы отнесены умеренные широты Европы (зона 45–60° с.ш.) от Балтики до Средиземного моря в диапазоне восточных долгот (10–25° в.д.). На рис. 1. представлена карта корреляций колебаний климата в умеренных широтах Центральной Европы с температурой поверхности Мирового океана.

Колебания климата Центральной Европы имеют значимую корреляцию как с прилегающими морями, так и с очень удаленными частями Мирового океана. Области с высокими значимыми положительными корреляциями охватывают акватории Баренцева, Балтийского, Северного, Средиземного морей, область океана западнее Азорских островов, а также в бассейне Мексиканского залива. Наибольшая положительная корреляция колебаний климата Центральной Европы наблюдается с температурой Северного ($k = +0,5$) и Балтийского морей ($k = +0,6$). В поле корреляций температуры воздуха Центральной Европы с температурой океана выделяются протяженные области положительных и отрицательных корреляций. Область положительных корреляций в Атлантике по расположению весьма напоминает Гольфстрим. Она начинается

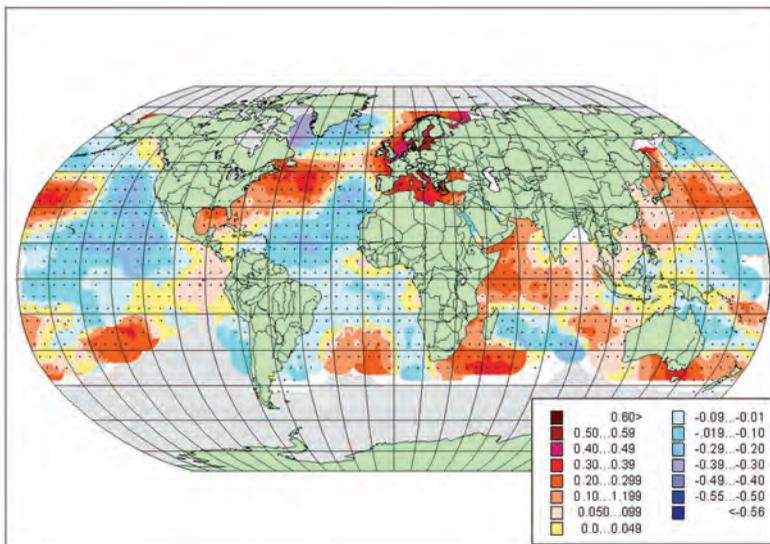


Рис. 1. Коэффициенты корреляции колебаний температуры воздуха Центральной Европы с температурой поверхности океана в узлах географической сетки

в Мексиканском заливе и тянется до Баренцева моря с небольшим разрывом севернее Азорских островов. До этого разрыва положительная корреляция значимая, значение $k = +0,4$. Такие же коэффициенты корреляции ($k = +0,4$) характерны и для территории Тихого океана в его северной части, совпадающей с траекторией Северотихоокеанского теплого течения. Северо-западной Гавайских островов расположен Северо-западный хребет, который является некоторым препятствием для течения Курошио. Можно предположить, что колебания температуры поверхности океана в районе подводного хребта являются индикатором некоторых изменений океанических течений. Эти изменения в течениях Тихого океана происходят синхронно с некоторыми глобальными колебаниями в климатической системе, включая колебания климата в Центральной Европе.

Подобная ситуация возникает и в южной части Тихого океана. Положительная корреляция колебаний климата Центральной Европы с температурой океана – вблизи островов Туамоту. В этом

районе океана известна система течений. По аналогии с процессами северной части Тихого океана можно предположить, что в этом районе колебания температуры на поверхности океана являются отражением глубинных океанических процессов, которые проявляются вблизи подводных препятствий. Холодное Перуанское течение, поворачивая на запад, прогревается, превращаясь в Южное экваториальное течение, несущее тепло к Океании и Австралии. Южное экваториальное течение сильно меандрирует в южную сторону, замыкаясь в кольцо с Перуанским течением. Наибольшее меандрирование течения происходит между островами Туамоту и Восточно-тихоокеанским поднятием, что способствует дополнительному обособлению некоторого количества теплой воды в этом бассейне. Также этому способствует возникновение Южного экваториального противотечения, проходящего также примерно в этих же широтах. Существование описанных дальних связей можно объяснить, если опять предложить наличие некоторого глобального фактора, синхронно возмущающего удаленные области океанов и атмосферы.

Области отрицательных корреляций в Северной Атлантике расположены в районах холодных течений. Так акватория вблизи Гренландии занята областью отрицательных корреляций там, где проходят холодные течения: Восточно-Гренландское, Западно-Гренландское и Ирмингера. В Центральной Атлантике также вытянутые очаги отрицательных корреляций расположены в зоне холодных течений (Португальского и Канарского) со значениями до $k = -0,4$.

Также отрицательной корреляцией занята территория центральной части Тихого океана, но, несмотря на огромную площадь, занятую ей, корреляция меньше порога значимости ($r < 0,35$), за исключением нескольких узлов со значимыми коэффициентами ($r > 0,35$) отрицательной корреляции в области холодного Калифорнийского течения. Но наличие значений корреляции меньше порога значимости в центре Тихого океана не говорит об отсутствии связи. Возможно, механизм отрицательной связи более сложен.

Западная и Северная Европа и Юго-Восточная Европа. Западная и Северная Европа и Юго-Восточная Европа, в целом, имеют подобное распределение областей положительных и отрицательных корреляций с океаном. Районы Западной и Юго-Восточной Европы имеют соседнее расположение по отношению

к Центрально-Европейскому району, располагаясь западнее и восточнее него, что отражается в положении основных очагов положительной и отрицательной корреляции аналогично району Центральной Европы с небольшими отличиями в величине значений.

Области океана, имеющие положительную и отрицательную связь с районами Европы, также связаны друг с другом, и интенсивность взаимодействия водных масс океана между собой под действием собственных естественных механизмов приводит к изменению положения очагов положительной и отрицательной корреляции.

Северо-Западная Европа. Здесь (рис. 2) характерно наличие тесных связей с температурой прилегающих к Европе акваторией Атлантики с наибольшими значениями коэффициента корреляции и температурой Баренцева моря ($r > 0,6$). В целом, наилучшая положительная связь обнаруживается в области Гольфстрима. Значение корреляции западнее Азорских островов немного меньше порога значимости.

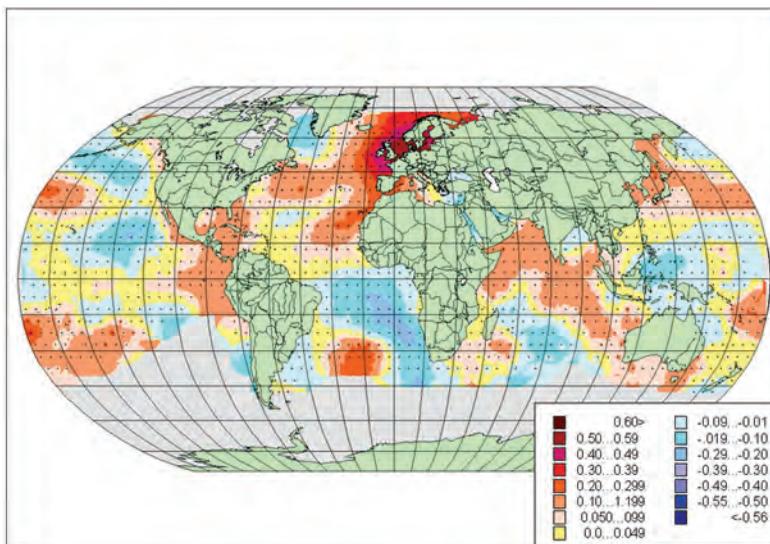


Рис. 2. Коэффициенты корреляции колебаний температуры воздуха в Северо-Западной Европе с температурой поверхности океана в узлах географической сетки

Несколько значимых узлов с положительной корреляцией – в северной и южной частях Тихого океана до $k = +0,4$, в области прохождения Южного Пассатного течения, а также в Южной Атлантике в районе Срединно-атлантического хребта, но со значениями немного ниже порога значимости.

Отрицательной корреляцией занята область Южной Атлантики у западной Африки по движению холодного Бенгальского течения.

Юго-Западная Европа. Южно-Европейский район располагается в пределах Пиренейского полуострова и северо-западного Марокко, т.е. большей частью на самом юго-западе Европы (рис. 3). И наибольшая положительная связь наблюдается с западной частью Средиземного моря и прилегающей акваторией Атлантики, в области Португальского и Канарского холодных течений, а также восточного побережья Испании ($k > +0,5$).

Азорская положительная область сместилась еще западней в сравнении с другими районами, но значения меньше, что говорит

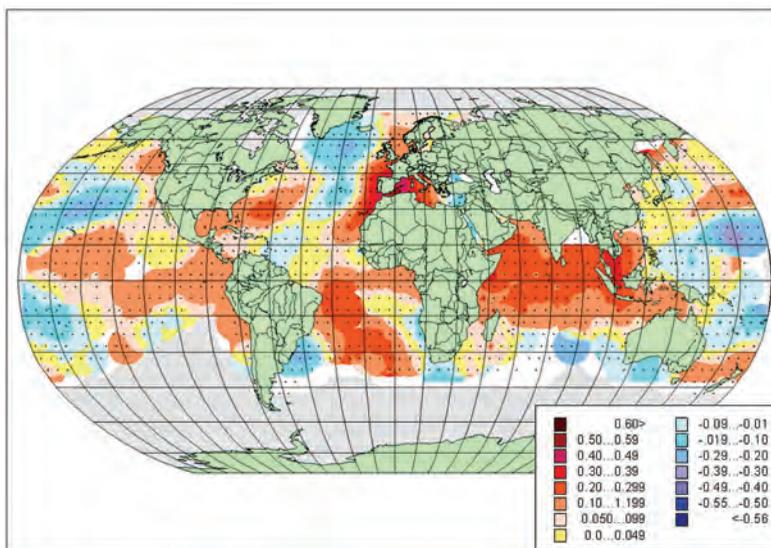


Рис. 3. Коэффициенты корреляции колебаний температуры воздуха в Юго-Западной Европе с температурой поверхности океана в узлах географической сетки

о значительно менее выраженной связи. Напротив, более выраженная положительная связь имеется с более удаленными районами океана, с Южной Атлантикой и Индийским океаном. У побережья Сомали $k = +0,3 \dots +0,4$, а в акватории Индокитая значения те же, но область распространения значительно больше. В целом, большая часть Индийского океана занята областью положительных корреляций.

Отрицательная связь имеется с Гренландским морем, в районе хребта Рейкьянес и небольшой областью в Тихом океане, также территориально приуроченной к океаническому поднятию в районе Гавайских островов и Срединно-тихоокеанских гор ($k = -0,4$).

Заключение

Исследования дальних связей показали наличие синхронных колебаний температуры воздуха на территории Зарубежной Европой и температуры поверхности океана в разных частях Атлантического, Тихого и Индийского океанов. Эти колебания происходят в фазе или в противофазе в разных районах, что выражается в изменении знака дальних связей.

Так же как было показано ранее, для ЕТР [2] над Северо-Западной Европой колебания температуры воздуха имеют наилучшую корреляцию с температурой ближайших морей и областей океанов (Баренцево море и прилегающая часть Атлантики), а температура воздуха юго-западного района – со Средиземным морем и более южной частью Атлантики. Колебания температуры Западной и Центральной Европы лучше связаны с более западным районом Атлантики вблизи Азорских островов, а также имеют тесные связи с удаленными частями океана.

Кроме того, значимая корреляция обнаружена между колебаниями температуры воздуха над Зарубежной Европой и колебаниями температуры поверхности в удаленных районах Атлантического, Индийского и Тихого океанов. Это проявляется преимущественно в районах пересечения морских течений с подводными хребтами и грядами островов. С учетом результатов [2] можно сказать, что колебания температуры во всей Европе статистически связаны с температурой поверхности морей и океанов, как ближайших, так и с температурой некоторых районов далеких океанов. Повышение корреляции наблюдается преимущественно с районами повышенного вертикального перемешивания океанов.

Наличие прямой зависимости колебаний температуры над Европой от изменения теплообмена в далеких океанах невозможно. Но статистически значимые корреляции позволяют предположить наличие некоторых глобальных естественных колебательных процессов климатической системы, происходящих синхронно на всей Земле и управляемых общим механизмом.

Литература

1. Пановский Г. А., Браер Г. В. Статистические методы в метеорологии. Л.: Гидрометеорологическое издательство. 1967. 242 с.
2. Салугашвили Р. С. Дальние связи в колебаниях климата ЕТР в эпоху интенсивного глобального потепления // Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». Вып. 176 (ст. в наст. сб.).
3. Шерстюков Б. Г., Салугашвили Р. С. Объективное районирование России по изменениям и колебаниям климата // Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». Вып. 176 (ст. в наст. сб.).
4. Brohan P., Kennedy J. J., Harris I., Tett S. F. B., Jones P. D. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850 // *Journal of Geophysical Research*. Vol. 111, D12106, doi:10.1029/2005JD006548, 2006.
5. E. J. Klok and A. M. G. Klein Tank. Short Communication Updated and extended European dataset of daily climate observations. *Intrnational journal of climatology*. (2008). Published online in Wiley InterScience. (www.interscience.wiley.com) DOI: 10.1002/joc.1779.
6. Peterson T., Vose R., Schmoyer R. and Razuvaev V. Global historical climatology network (GHCN) quality control of monthly temperature data // *Intrnational Journal of Climatology*. 18: 1169–1179 (1998).

ДАЛЬНИЕ СВЯЗИ В РЕГИОНАЛЬНЫХ КОЛЕБАНИЯХ КЛИМАТА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Введение

Глобальное потепление климата, начавшееся в начале двадцатого столетия, происходило неравномерно во времени. Также различаются и темпы потепления в разных регионах. А в некоторых регионах вообще тенденция потепления сменилась на обратную. Неясность причин изменения климата вносит дополнительные сложности. Потепление, которое с середины 1970-х годов приняло глобальный характер, чаще всего связывают с антропогенными факторами, хотя наряду с антропогенной составляющей есть и естественные факторы, формирующие климат, вклад которых очень недооценен. Также не ясно, как антропогенные факторы влияют на естественные колебательные процессы в климатической системе.

Наряду с изменением климата, важную роль имеют колебания климата, вызванные естественными колебательными процессами, в первую очередь в океане.

Территория России, как предполагается, будет сильно подвержена потеплению. Разнообразие климата России позволяет выделить региональные особенности Западной Сибири. В результате особенностей географического положения погода над Западной Сибирью характеризуется большой изменчивостью, которая связана с перемещением циклонов, развивающихся летом на полярном фронте, а зимой – преимущественно на арктическом [1].

Исследование связей регионального климата очень важно для понимания общих процессов в климатической системе. Исследование колебаний климата и дальних связей климата атмосферы и океана рассматривается довольно редко, хотя исследований глобального климата довольно много. Изучение связей взаимодействия океана и атмосферы больше ориентировано на изучение изменения климата. Большое внимание уделяется исследованию интенсивности взаимодействия океана и атмосферы, связанного с термохалинными изменениями водных масс и вертикальным перемешиванием в верхнем слое океана. Исследования дальних связей

в большей мере связываются с изучением циркуляции атмосферы и ее типов. Связь океана и атмосферы характеризуется некоторыми циркуляционными механизмами, для территории Европы и ЕТР признаны индексы Арктического и Североатлантического колебаний, а также Скандинавский индекс.

В работе [3] подробнее описаны направления исследований в данной области и основные результаты некоторых исследований.

В целом, исследования связей регионального климата с удаленными частями океана изучена слабо. В настоящей работе ставилась задача выявления в океане районов, ответственных за региональные колебания климата на территории Западной Сибири.

Исходные данные и методы анализа

В данной работе использовались данные о температуре воздуха по метеорологическим станциям Западной Сибири за период 1976–2010 гг. и данные о температуре поверхности Мирового океана (ТПО) в узлах географической сетки $5 \times 5^\circ$, за исключением Северного Ледовитого и Южного океанов, за тот же период. Данные о температуре воздуха взяты в фондах ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», а данные по океану – из среднегодовых значениях аномалий приповерхностной температуры воздуха над сушей и Мировым океаном (HadCRUT3 – Gridded monthly temperatures <http://hadobs.metoffice.com/hadcrut3>) в узлах географической сетки $5 \times 5^\circ$ [6]. Обоснование климатических районов по территории Западной Сибири описано в [5]. Районирование выполнено на исследовании подобия и различий колебания климата.

Особенности колебаний климата Западной Сибири позволяют выделить на ее территории четыре климатических района, расположенных в трех широтных зонах. Севернее 60° с.ш. выделяются два района, один из которых (Западно-Сибирская равнина) находится западнее 90° в.д. (четвертый район по классификации [5]), и другой, расположенный на побережье Карского моря (тринадцатый район по классификации [5]). Южнее 60° с.ш. выделяются также два района. Южно-Сибирский – в долготном диапазоне от 65 до 110° в.д., т.е. территория юга Западной Сибири (второй район по классификации [5]) и высокогорная часть юга Сибири (восьмой район по классификации [5]).

По метеорологическим станциям внутри каждого района были получены осредненные ряды среднегодовой температуры воздуха за период 1976–2010 гг. и исключены линейные тренды

за тот же период. Аналогично линейные тренды были исключены из всех рядов температуры поверхности океана.

Методом корреляционного анализа временных рядов температуры воздуха по районам и температуры поверхности Мирового океана в узлах географической сетки исследовались дальние связи колебаний климата.

Оценивалась достоверность коэффициентов корреляции. Согласно [2], если коэффициент корреляции по абсолютной величине превышает $2\sigma_r$, (σ_r – среднеквадратическое отклонение коэффициента корреляции, равное $1/\sqrt{(n-2)}$, где n – число случаев), то корреляция случайна с вероятностью менее 5 %. Для ряда данных с 1976 по 2009 г. доверительной границей для 5 %-ного уровня значимости является коэффициент корреляции $r = 0,35$. Коэффициенты корреляции $r = 0,35$ и выше считались статистически достоверными с вероятностью 95 %.

Результаты

Район акватории Карского моря. Район Карского моря самый северный среди всех районов, он так же, как и второй район, расположен восточнее, но его корреляционные связи сходны (рис. 1) с районами Европы. Интересно, что более тесные связи

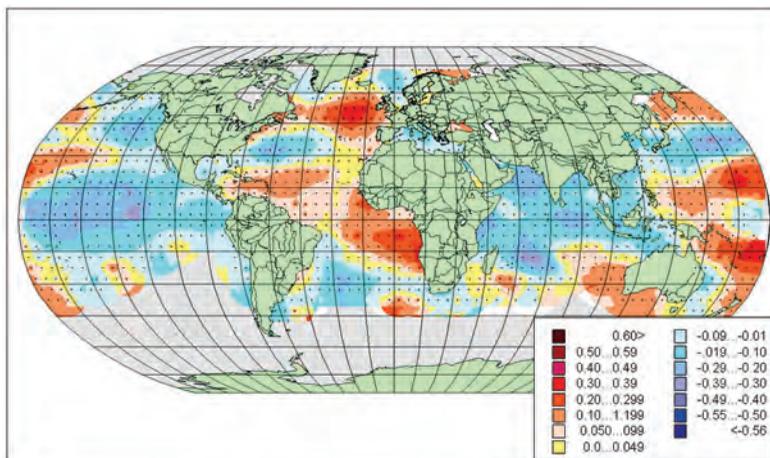


Рис. 1. Коэффициенты корреляции колебаний температуры воздуха в акватории Карского моря с температурой поверхности океана в узлах географической сетки

обнаруживаются с очень удаленными районами океана, чем с близлежащими. Но основные черты распространения областей положительных и отрицательных корреляций, характерно другим районам первого ЕСР.

Отрицательной корреляцией занята территория центра Тихого океана, достигая значений $k = -0,4$, с наибольшими значениями в восточной его части, практически весь Индийский океан с областью значимых коэффициентов на юге примерно на той же долготе, что и сам район. Территория Атлантики от полуострова Флорида и восточнее находится в области отрицательной корреляции ($k > -0,3$), такие же значения имеет и область восточнее Японии ($k = -0,4$).

Одинаковые значения положительной корреляции имеют четыре области – две расположены в Атлантике и две в западной части Тихого океана ($k = 0,3 - 0,4$).

Южная Сибирь. Южно-Сибирский район расположен на территории юга Сибири в долготном диапазоне $70 - 125^\circ$ в.д., северная граница находится на 65° с.ш. (рис. 2).

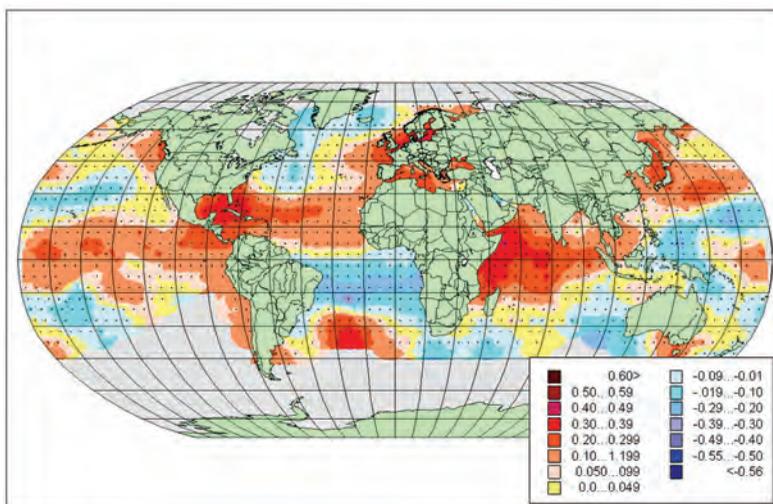


Рис. 2. Коэффициенты корреляции колебаний температуры воздуха над Южной Сибирью с температурой поверхности океана в узлах географической сетки

Для Атлантического океана распределение корреляций подобно некоторым районам Европейской территории России и Зарубежной Европы. Характерно распространение области положительной корреляции от Мексиканского залива до морей Европы, причем распространяясь широкой полосой приблизительно в диапазоне от экватора до 30° с.ш. до берегов Африки, а затем вдоль Африки до Баренцева моря. Характерны два района с наибольшей положительной корреляцией: один – в акватории Мексиканского залива и Карибского моря, другой располагается от западного побережья Франции до берегов Швеции и занимает почти все Балтийское море, значения $k = 0,4$ и несколько узлов со значениями до $k = 0,5$.

В Южной Атлантике от побережья Южной Америки до Африки в диапазоне широт от экватора до тропика расположена область отрицательной корреляции со значениями $k = 0,3-0,5$.

Расположение районов положительных корреляций для второго района в сравнении с первым подобно: у восточного побережья Евразии в Японском море и в Тихом океане, восточней Японии, корреляции близки к значимым значениям ($k = 0,3$). Несмотря на столь значительное расстояние, возможно появление устойчивой положительной связи в температуре.

Обнаруживается сильная положительная связь с Индийским океаном, что находит отражение в появлении большой положительной области значимой корреляции вдоль восточного побережья Африки от широт Мадагаскара до Аравийского полуострова (значения достигают $k = +0,5$).

В Южной Атлантике область положительной корреляции расположена в месте прохождения Срединно-атлантического хребта, западнее островов Тристан-да-Кунья.

Западно-Сибирская равнина. Для Западно-Сибирской равнины, в целом, корреляционные связи с океаном подобны ЕТР, но с некоторыми отличиями (рис. 3). Связь с Атлантикой менее выражена вследствие расположения района (северная часть Западной Сибири) из-за того, что район расположен в зоне влияния Арктики. Орография рельефа, влияние циркуляционных факторов, расположение в Азиатской части России могут усиливать связь с Тихим океаном. Действительно, обнаружены большие положительные корреляции с температурой в Охотском море, значения самые большие по сравнению с другими районами первого ЕСР,

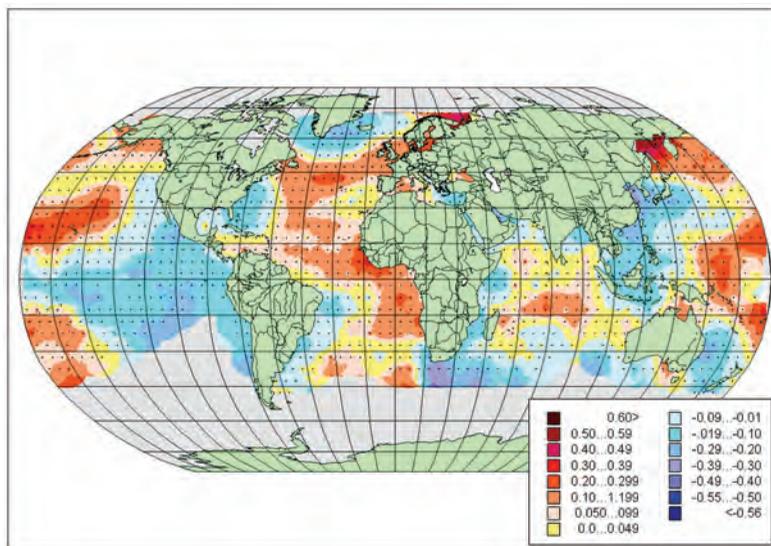


Рис. 3. Коэффициенты корреляции колебаний температуры воздуха над Западно-Сибирской равниной с температурой поверхности океана в узлах географической сетки

достигая значений $k = 0,6$. Такие же коэффициенты положительной корреляции и более ($k > 0,6$) обнаружены в Баренцевом море, восточнее острова Колгуев. Довольно значительная территория Тихого океана, западней Гавайских островов в диапазоне от 160 до 180° в.д., занята областью меньших, но тоже значимых положительных корреляций.

Вдоль восточного побережья Индокитая тянется область отрицательных корреляций ($k = -0,4$). Такие же коэффициенты корреляции выявлены на небольшой территории у южной оконечности Африки.

Центральная часть Тихого океана занята областью отрицательной корреляции, но со значениями меньше порога значимости.

Высокогорная часть юга Сибири. Для Атлантического океана распределение корреляций подобно Южно-Сибирскому району и району высокогорной части юга Сибири. Также характерно распространение области положительной корреляции от Мексиканского залива до морей Европы, причем распространяясь еще

более широкой полосой до берегов Африки, а затем вдоль Африки до Гренландии. Подобно расположению районов положительных корреляций с очагами у восточного побережья Евразии в Японском море и в Тихом океане, восточней Японии, но с большими значениями ($k = 0,6$).

Заключение

Обнаруженные тесные связи колебаний температуры воздуха над Западной Сибирью и колебаний температуры поверхности океана в разных частях Атлантического, Тихого и Индийского океанов статистически достоверны. Эти связи выражаются в виде значимых положительных и отрицательных коэффициентов корреляции. В зависимости от относительного местоположения рассматриваемого района Западной Сибири обнаруживаются соответственные районы в океане с высокой корреляцией.

Южная и высокогорная части Западной Сибири лучше связаны с акваторией европейских морей, Атлантикой и Индийским океаном. Для Северной части Западной Сибири характерна хорошая связь с Южной Атлантикой и областью вблизи Азорских островов, а также с западной частью Тихого океана. Территория Западно-Сибирской равнины имеет лучшую связь с колебаниями температуры Баренцева и Охотского морей и с областью Тихого океана, западнее Гавайских островов.

Обобщая основные результаты по дальним связям колебаний климата трех выбранных регионов (ЕТР, Зарубежная Европа, Западная Сибирь) можно говорить о наличии общих закономерностях распределения пространственных корреляций колебания температуры этих регионов с ТПО.

Для всех трех регионов характерно наличие наибольшей корреляции температуры с ближайшими морями. Но наиболее важным результатом является наличие значимых статистических связей с удаленными частями Мирового океана. Для колебаний температуры над сушей наилучшие дальние связи обнаружены в области Гольфстрима, в центральной части Тихого океана, на юге и севере западной части Тихого океана (область пассатов) в местах пересечения морскими течениями подводных хребтов и гряд островов.

Безынерционные статистически достоверные связи колебаний климата исследуемых регионов с температурой поверхности

далеких океанов нельзя объяснить прямым теплообменом. Остается только предполагать наличие некоторых глобальных колебательных процессов на Земле, которые вносят свой вклад в синхронные колебания климата разных регионов (иногда с разным знаком).

Литература

1. Горбатенко В. П., Ипполитов И. И., Поднебесных Н. В. Циркуляция атмосферы над Западной Сибирью в 1976–2004 гг. // *Метеорология и гидрология*. 2007. № 5. С. 28–36.
2. Пановский Г. А., Браер Г. В. Статистические методы в метеорологии. Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1967. 242 с.
3. Салугашвили Р. С. Дальние связи в колебаниях климата ЕТР в эпоху интенсивного глобального потепления // *Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД»*. Вып. 176 (ст. в наст. сб.).
4. Салугашвили Р. С. Дальние связи в колебаниях климата Зарубежной Европы // *Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД»*. Вып. 176 (ст. в наст. сб.).
5. Шерстюков Б. Г., Салугашвили Р. С. Объективное районирование России по изменениям и колебаниям климата // *Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД»*. Вып. 176 (ст. в наст. сб.).
6. Brohan P., Kennedy J. J., Harris I., Tett S. F. B., Jones P. D. Uncertainty estimates in regional and global observed temperature changes: A new data set from 1850 // *Journal of Geophysical Research*. Vol. 111, D12106, doi:10.1029/2005JD006548. 2006.

**О СВЯЗИ СРЕДНЕСЕЗОННОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ
ВОЗДУХА НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ
С КОЛЕБАНИЯМИ КРУПНОМАСШТАБНОЙ
ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ ВО ВТОРОЙ
ПОЛОВИНЕ XX ВЕКА**

Наблюдающееся со второй половины XX века глобальное потепление, под которым подразумевается рост средней температуры приземного воздуха в целом для земного шара, связывают с влиянием на климат парникового эффекта, усиливающегося в результате промышленных выбросов в атмосферу парниковых газов. Однако существует и другая точка зрения, согласно которой современное потепление климата имеет естественную природу, как и все прошлые климатические изменения. Таким естественным фактором в первую очередь является циркуляция атмосферы. Согласно [9], прежде чем отдавать предпочтение концепции увеличения антропогенного влияния на климат, необходимы тщательные исследования связи климатических изменений температуры (и других метеорологических величин) с длительными колебаниями атмосферной циркуляции. В поддержку этого тезиса в указанной работе была проанализирована связь между длительными колебаниями температуры и количества осадков в Санкт-Петербурге в марте и апреле и характеристиками зональной циркуляции атмосферы над Северной Атлантикой и Европой в течение XX столетия. Авторами показано, что современное потепление в данном регионе практически полностью объясняется значительным увеличением адвекции теплого атлантического воздуха на континент, т. е. является по происхождению естественным и не требует привлечения иных гипотез, в том числе и усиления антропогенного воздействия, для объяснения его происхождения.

Циркуляционные механизмы формирования аномалий температуры воздуха зимой в Северной Евразии рассматривались в работе [8]. Авторами обнаружено, что относительный вклад разных механизмов циркуляции в изменения температуры может меняться во времени в масштабе десятилетий. Потепление с середины 1970-х годов связано с усилением зонального переноса при положительной

фазе индекса Североатлантического колебания, которое в этот период играло основную роль в колебаниях температуры. До середины 1970-х годов вариации температуры зимой объяснялись главным образом изменениями индекса *SCAND*.

Поскольку вышеуказанное исследование проводилось только для одного зимнего сезона, представилось интересным (и, возможно, полезным) провести расчеты для других сезонов. Кроме того, авторы анализировали изменения температуры, средней для территории всей России. Вследствие больших размеров рассматриваемой территории эта характеристика температурного режима является существенно «формальной» – изменения температуры воздуха в различных регионах чаще всего не связаны между собой. Это хорошо видно из оценок коэффициентов корреляции, приведенных в табл. 1.

Таблица 1

Оценки коэффициентов корреляции r между среднемесячной температурой воздуха в Москве и Красноярске, 1948–2006 гг.

Месяц	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
r	0,52	0,46	0,43	0,02	-0,27	-0,42	-0,21	-0,19	-0,16	0,08	0,16	0,20

Легко предположить, что и влияние циркуляционных механизмов на температурный режим регионов будет различным. Для исследования этого влияния на территории Российской Федерации (РФ) было выделено четыре крупных региона:

- 1 – Европейский (50–70° с.ш., 20–60° в.д.),
- 2 – Западная Сибирь (50–70° с.ш., 60–100° в.д.),
- 3 – Восточная Сибирь (50–70° с.ш., 100–140° в.д.),
- 4 – Северо-Восточный (60–70° с.ш., 140–180° в.д.).

Для проведения расчетов использовались данные о среднесуточной температуре приземного воздуха в узлах сетки (их число 94×192) из массива реанализа Национального центра предсказания окружающей среды и Национального центра исследований США – *NCEP/NCAR* [12], которые включены в информационную базу мониторинга климата Института глобального климата и экологии Росгидромета и РАН (ИГКЭ). На основе этих данных за период 1948–2006 гг. рассчитаны среднемесячные и среднесезонные поля температуры воздуха. По ним для выделенных регионов получены временные ряды как средних региональных значений температуры, так и коэффициентов разложения региональных полей на главные компоненты.

В качестве характеристик крупномасштабной циркуляции атмосферы в настоящей работе, аналогично исследованию [8], использовались индексы циркуляции, которые получаются путем разложения по естественным ортогональным функциям поля геопотенциала H_{700} Северного полушария [11]. Эти индексы (они являются безразмерными величинами) доступны с 1950 г., регулярно рассчитываются в Центре прогнозов климата Национального управления по исследованию океана и атмосферы США (NOAA) и помещаются на сайте (<http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/>). Названия их отражают географическое расположение областей связанных колебаний атмосферной циркуляции. В настоящей работе рассматривалось восемь индексов, характеризующих колебательные системы (в другой терминологии – циркуляционные механизмы) внетропической зоны Северного полушария:

- североатлантический (*North Atlantic Oscillation – NAO*),
- восточно-атлантический (*East Atlantic Pattern – EA*),
- западно-тихоокеанский (*West Pacific Pattern – WP*),
- восточно-тихоокеанский – северотихоокеанский (*East Pacific/North Pacific Pattern – EP/NP*),
- тихоокеанский – североамериканский (*Pacific/ North American Pattern – PNA*),
- восточно-атлантический – западно-российский (*East Atlantic/West Russia Pattern – EA/WR*),
- скандинавский (*Scandinavia Pattern – SCAND*),
- полярно-евразийский (*Polar/Eurasia Pattern – POL*).

Рассчитаны оценки коэффициентов корреляции между индексами циркуляции и среднемесячной температурой воздуха по каждому из четырех регионов, а также между индексами циркуляции и коэффициентами разложения, соответствующими первой главной компоненте каждого из региональных полей температуры. Результаты для этих двух вариантов оказались мало различающимися, поэтому далее рассматриваются оценки только для регионально осредненной температуры воздуха.

Оценки коэффициентов корреляции между среднесезонными значениями индексов циркуляции и средней региональной температуры приводятся в табл. 2. Эти оценки рассчитывались как по всему совместному ряду данных (1950–2006 гг.), так и по двум периодам: 1950–1977 гг. (28 лет) и 1977–2006 гг. (30 лет). Согласно работе [8], наибольшая доля вариаций средней за зиму температуры РФ

во второй половине XX века объясняется изменениями механизма блокировки зонального переноса, описываемого индексом *SCAND*, а индекс Североатлантического колебания *NAO* занимает второе место по вкладу в вариации температуры. Из полученных нами оценок видно, что этот вывод справедлив для территории Сибири (регионы 2 и 3), тогда как на Европейской территории РФ определяющая роль в формировании температурного поля зимой принадлежит Североатлантическому колебанию ($r = 0,63$), причем во второй половине рассматриваемого периода его влияние несколько усилилось ($r = 0,77$). Хотя наибольшие различия в температурных режимах, характерных для положительной и отрицательной фазы этого колебания в зимний сезон, наблюдаются в районе Баренцева моря, его влияние в это время года распространяется не только на Европейский регион, но и на территорию Западной и Восточной Сибири.

Роль второго влияющего на зимние температуры Европейской территории РФ циркуляционного механизма *SCAND* была незначительной в первой части периода ($r = -0,28$) и значительно возросла после 1970-х годов ($r = -0,67$). В остальные сезоны изменения температуры воздуха на Европейской территории РФ в наибольшей степени связаны с циркуляционным механизмом, описываемым индексом *EA/WR*, влияние которого прослеживается на протяжении всего рассматриваемого периода.

Таблица 2

Оценки коэффициентов корреляции средней региональной температуры воздуха с индексами циркуляции для многолетних периодов: P_0 (1950–2006 гг.), P_1 (1950–1977 гг.), P_2 (1977–2006 гг.)

Индекс	Зима			Весна		
	P_0	P_1	P_2	P_0	P_1	P_2
Регион 1						
<i>NAO</i>	0,63	0,49	0,77	0,10	-0,28	0,30
<i>EA</i>	0,10	0,21	-0,10	0,00	-0,10	-0,03
<i>WP</i>	0,08	0,17	-0,09	-0,38	-0,45	-0,30
<i>EP/NP</i>	-0,09	0,05	-0,27	0,03	-0,02	-0,05
<i>PNA</i>	0,08	0,07	0,01	0,04	-0,05	0,02
<i>EA/WR</i>	-0,01	-0,08	0,04	-0,52	-0,57	-0,47
<i>SCAND</i>	-0,48	-0,28	-0,67	-0,24	-0,41	-0,11
<i>POL</i>	-0,09	-0,01	-0,12	0,15	0,09	0,32

Продолжение табл. 2

Индекс	Зима			Весна		
	P_0	P_1	P_2	P_0	P_1	P_2
Регион 2						
<i>NAO</i>	0,48	0,27	0,63	-0,01	-0,42	0,10
<i>EA</i>	-0,01	-0,26	-0,11	0,06	-0,22	0,09
<i>WP</i>	-0,02	-0,11	-0,05	-0,27	-0,36	-0,14
<i>EP/NP</i>	0,10	0,17	-0,11	0,19	0,01	0,18
<i>PNA</i>	0,27	0,22	-0,05	0,00	-0,11	-0,08
<i>EA/WR</i>	0,24	0,25	0,26	-0,17	-0,33	-0,00
<i>SCAND</i>	-0,72	-0,66	-0,81	-0,70	-0,75	-0,74
<i>POL</i>	0,15	0,29	0,26	0,03	0,09	0,16
Регион 3						
<i>NAO</i>	0,44	0,17	0,58	0,07	-0,42	0,25
<i>EA</i>	0,04	-0,25	-0,10	0,27	-0,10	0,41
<i>WP</i>	-0,12	-0,35	-0,06	-0,46	-0,57	-0,38
<i>EP/NP</i>	0,09	0,05	-0,03	0,18	-0,23	0,43
<i>PNA</i>	0,22	0,15	-0,13	0,05	0,03	-0,11
<i>EA/WR</i>	0,42	0,44	0,44	-0,11	-0,23	0,04
<i>SCAND</i>	-0,66	-0,60	-0,72	-0,28	-0,38	-0,19
<i>POL</i>	0,29	0,46	0,44	0,25	0,24	0,48
Регион 4						
<i>NAO</i>	0,13	0,27	-0,05	0,14	-0,14	0,23
<i>EA</i>	-0,16	-0,30	-0,22	0,03	-0,33	0,12
<i>WP</i>	-0,51	-0,64	-0,41	-0,59	-0,63	-0,58
<i>EP/NP</i>	0,33	0,36	0,28	0,42	0,20	0,56
<i>PNA</i>	-0,20	-0,40	-0,10	-0,10	-0,20	-0,11
<i>EA/WR</i>	0,12	0,28	-0,02	0,11	0,00	0,27
<i>SCAND</i>	-0,05	-0,15	0,06	-0,22	-0,06	-0,21
<i>POL</i>	0,07	0,02	0,27	-0,07	-0,33	0,12
Индекс	Лето			Осень		
	P_0	P_1	P_2	P_0	P_1	P_2
Регион 1						
<i>NAO</i>	0,11	0,19	0,01	0,08	0,26	-0,08
<i>EA</i>	0,30	0,34	0,22	0,10	0,05	0,33
<i>WP</i>	-0,54	-0,48	-0,59	-0,15	0,01	-0,25
<i>EP/NP</i>	-0,18	0,10	0,44	-0,38	-0,25	-0,49
<i>PNA</i>	0,03	-0,11	0,17	0,10	0,04	0,13

Окончание табл. 2

Индекс	Лето			Осень		
	P_0	P_1	P_2	P_0	P_1	P_2
Регион 1						
<i>EA/WR</i>	-0,54	-0,59	-0,46	-0,58	-0,70	-0,51
<i>SCAND</i>	0,06	0,13	0,06	-0,11	-0,30	-0,05
<i>POL</i>	0,03	-0,20	0,22	0,14	0,10	0,16
Регион 2						
<i>NAO</i>	-0,15	-0,21	-0,15	0,16	0,27	0,11
<i>EA</i>	0,22	0,11	0,17	-0,02	0,00	-0,17
<i>WP</i>	-0,35	-0,29	-0,35	-0,18	0,00	-0,28
<i>EP/NP</i>	-0,07	0,18	-0,33	-0,19	-0,17	-0,22
<i>PNA</i>	-0,15	-0,39	0,15	0,01	-0,24	0,24
<i>EA/WR</i>	-0,47	-0,34	-0,53	-0,05	-0,12	0,05
<i>SCAND</i>	-0,54	-0,36	-0,64	-0,60	-0,70	-0,49
<i>POL</i>	-0,14	-0,08	-0,34	0,37	0,19	0,53
Регион 3						
<i>NAO</i>	-0,24	-0,20	-0,28	0,11	0,18	0,06
<i>EA</i>	0,37	0,27	0,43	-0,09	0,15	-0,32
<i>WP</i>	-0,53	-0,52	-0,53	-0,22	-0,16	-0,26
<i>EP/NP</i>	-0,14	0,05	-0,33	-0,28	-0,29	-0,27
<i>PNA</i>	-0,08	-0,12	-0,07	-0,11	-0,23	-0,02
<i>EA/WR</i>	-0,07	-0,04	-0,02	0,25	0,29	0,23
<i>SCAND</i>	-0,23	-0,30	-0,19	-0,38	-0,35	-0,43
<i>POL</i>	0,07	0,08	0,04	0,45	0,41	0,49
Регион 4						
<i>NAO</i>	-0,29	-0,46	-0,12	-0,13	0,12	-0,25
<i>EA</i>	-0,06	0,26	-0,29	0,17	0,23	0,12
<i>WP</i>	-0,57	-0,64	-0,57	-0,46	-0,43	-0,50
<i>EP/NP</i>	-0,18	-0,02	-0,34	-0,11	-0,15	-0,09
<i>PNA</i>	0,14	0,20	0,07	-0,07	-0,03	-0,08
<i>EA/WR</i>	-0,24	-0,32	-0,23	-0,16	-0,03	-0,24
<i>SCAND</i>	-0,19	-0,42	-0,09	-0,06	-0,29	0,11
<i>POL</i>	0,12	0,05	0,19	0,09	0,05	0,12

Примечание. Выделены коэффициенты корреляции r , статистически значимые на уровне $P = 0,99$; при этом критическими значениями при числе случаев N являются: для периода P_0 ($N = 57$) – 0,34; P_1 ($N = 28$) – 0,48; P_2 ($N = 30$) – 0,46.

Область положительных аномалий температуры, которая формируется при отрицательной фазе этого колебания в летний сезон, занимает не только большую часть Европейского региона, но и территорию Западной Сибири. Формирование положительных аномалий температуры в Европейской части РФ летом связано также с распространением на этот регион влияния Тихоокеанского колебания *WP*. Отметим, что, согласно нашим расчетам, связь температуры воздуха с Восточно-атлантическим колебанием *EA*, анализируемым в работе [6], на Европейской территории РФ является слабой и неустойчивой. При рассмотрении полей оценок точечной корреляции для территории Северного полушария область статистически значимой положительной корреляции в Европейском регионе наблюдается только в отдельные месяцы (январь, июль) и при сезонном обобщении данных крайне мала. Для регионально осредненной температуры воздуха корреляционная связь с индексом *EA* ни в один из сезонов не прослеживается.

В Западной Сибири (регион 2) основным циркуляционным механизмом, определяющим изменения температурного режима во второй половине XX века, во все сезоны является *SCAND*. Связанные с этим колебанием области аномалий температуры воздуха (положительных в отрицательную фазу и отрицательных в положительную фазу) в зимний сезон занимают всю территорию России, за исключением ее крайних северо-восточных районов. Влияние других циркуляционных механизмов в Западной Сибири отмечается лишь в отдельные сезоны (*NAO* – зимой, *EA/WR* – летом, *POL* – осенью) и не в течение всего рассматриваемого периода.

Температурное поле Восточной Сибири (регион 3) формируется под влиянием наибольшего числа циркуляционных механизмов. В зимний сезон главную роль играет циркуляционный механизм *SCAND*. При этом в последнее 30-летие прослеживается, как и в Западной Сибири, влияние Североатлантического колебания. В весенний и летний сезоны на территорию Восточной Сибири распространяется влияние циркуляционной системы западной части Тихого океана, описываемой индексом *WP*, а осенью – циркуляционного механизма *POL*.

Изменения температуры на северо-востоке РФ (регион 4) во все сезоны определялись одним колебанием *WP*, и только в весенний сезон в конце XX столетия в этом регионе стало проявляться влияние другой тихоокеанской системы, циркуляция внутри которой описывается индексом *EP/NP*.

В целях характеристики многолетних изменений циркуляционных и температурных условий на территории РФ для временных рядов среднесезонных значений индексов циркуляции и регионально осредненной температуры воздуха получены оценки параметров линейного тренда – по всему периоду 1950–2006 гг. и по 30-летнему периоду 1977–2006 гг.

Согласно полученным оценкам, в рассматриваемых полувековых рядах линейные тенденции проявляются слабо. Из всех циркуляционных механизмов выделяется только индекс *EA*, который практически не влияет на изменения температуры РФ. Во всех сезонных рядах этого индекса наблюдается положительный тренд, который можно рассматривать как существенный – его вклады в суммарную дисперсию соответствующих рядов превышают 10 % (табл. 3). Из календарных сезонов выделяется зимний – ряды еще двух индексов (*NAO* и *PNA*) также имеют зимой существенный положительный тренд, а ряд индекса *POL* – отрицательный.

Таблица 3

Оценки характеристик линейного тренда индексов циркуляции
b – коэффициент линейного тренда (/10 лет),
D – вклад тренда в дисперсию ряда (%)

Индекс	Зима		Весна		Лето		Осень	
	1950–2006 гг.							
	<i>b</i>	<i>D</i>	<i>b</i>	<i>D</i>	<i>b</i>	<i>D</i>	<i>b</i>	<i>D</i>
<i>NAO</i>	0,16	14,8	0,09	7,9	0,05	2,1	-0,08	3,9
<i>EA</i>	0,19	21,3	0,13	15,2	0,14	10,1	0,17	20,7
<i>WP</i>	0,12	8,9	-0,03	0,4	-0,11	6,8	0,02	0,4
<i>EP/NP</i>	0,09	4,0	0,12	7,5	-0,07	4,9	-0,00	0,0
<i>PNA</i>	0,19	16,8	0,07	2,7	-0,01	0,1	-0,06	2,5
<i>EA/WR</i>	0,09	4,9	0,01	0,0	-0,09	5,9	-0,03	0,7
<i>SCAND</i>	-0,05	1,6	-0,03	0,8	-0,09	5,6	-0,06	2,4
<i>POL</i>	-0,12	10,4	-0,05	2,5	0,10	5,4	0,02	0,4
	1977–2006 гг.							
<i>NAO</i>	0,24	9,0	-0,02	0,0	-0,06	0,9	-0,30	16,1
<i>EA</i>	-0,02	0,1	0,20	10,7	0,31	15,7	0,06	0,9
<i>WP</i>	0,17	7,8	-0,07	0,7	-0,34	18,6	-0,07	1,0
<i>EP/NP</i>	-0,15	3,3	0,21	6,9	-0,20	10,5	-0,17	3,8
<i>PNA</i>	0,04	0,4	-0,10	1,4	0,06	0,7	-0,07	0,9
<i>EA/WR</i>	0,22	7,3	0,09	2,4	-0,07	1,5	-0,16	7,1
<i>SCAND</i>	-0,08	1,3	-0,17	4,7	-0,10	2,1	0,31	19,2
<i>POL</i>	-0,13	3,6	-0,14	3,9	0,15	3,5	0,08	1,3

Анализ трендов среднемесячной температуры воздуха за 1958–2001 гг. [7] выявил значительную пространственно-временную неоднородность в тенденциях современных изменений поля температуры в Атлантико-Европейском секторе. При использовании в настоящей работе рядов осредненной регионально и за сезон температуры имеется возможность выделить основные тенденции изменений температурного режима РФ. Как следует из табл. 4, ярко выраженные линейные тенденции в изменениях среднесезонной температуры воздуха, полученной по данным реанализов *NCEP/NCAR* для регионов РФ, во второй половине XX века отсутствуют. Исключение составляет весенний сезон – для него в обоих регионах Сибири наблюдается положительный тренд температуры с вкладом в суммарную дисперсию ряда более 10 %. Оценки для последнего 30-летнего периода свидетельствуют о существенном положительном тренде весенних температур на северо-востоке России, летних – в Европейской части РФ и Восточной Сибири, осенних – в Европейском и Северо-Восточном регионах.

Таблица 4

Оценки характеристик линейного тренда
 средней региональной температуры воздуха
b – коэффициент линейного тренда ($^{\circ}\text{C}/10$ лет),
D – вклад тренда в дисперсию ряда (%)

Регион	Зима		Весна		Лето		Осень	
	1950–2006 гг.							
	b	D	b	D	b	D	b	D
1	0,10	0,7	0,10	1,9	0,08	2,6	-0,07	1,1
2	0,23	3,0	0,28	10,3	0,06	1,4	0,07	0,7
3	0,30	7,5	0,29	13,9	0,04	0,8	0,05	0,4
4	0,02	0,0	0,17	4,2	-0,05	0,8	0,19	5,4
	1977–2006 гг.							
1	0,45	4,0	-0,25	4,5	0,41	22,9	0,53	15,0
2	0,31	1,8	0,15	1,3	0,14	4,1	0,19	1,4
3	0,44	4,9	0,16	1,7	0,41	27,6	0,43	8,0
4	-0,06	0,2	0,68	17,0	0,08	0,6	1,24	42,4
	1976–2007 гг. [3]							
1	0,80	12	0,41	12	0,47	24	0,54	17
4	-0,11	1	0,82	29	0,49	39	0,90	39

Оценки характеристик линейного тренда временных рядов в целом дают лишь их общее (можно сказать «формальное») описание, тогда как наглядное представление о динамике климатических параметров позволяют получить их сглаженные ряды. С этой целью было проведено скользящее осреднение с периодом 11 лет исходных рядов среднесезонных значений индексов циркуляции и аномалий (относительно «нормы», рассчитанной за период 1951–2000 гг.) средней региональной температуры. Анализ полученных результатов показал, что каждый из регионов имеет свои особенности многолетних изменений (в том числе современных тенденций) температурного режима.

Согласно полученным оценкам тренда за 30-летний период 1977–2006 гг. на Европейской территории РФ (регион 1) не обнаруживается существенного потепления в зимние месяцы, которое было характерно для последней трети XX века, по данным [1]. Вклад положительного тренда зимней температуры в суммарную дисперсию ряда за этот период составляет всего 4 %. На рис. 1 видно, что повышение сглаженной температуры зимнего сезона в Европейском регионе наблюдалось в период со второй половины 1960-х до середины 1990-х годов, когда произошло изменение тенденции и началось понижение температуры. Кроме того, можно видеть, что многолетний ход сглаженных значений зимней температуры хорошо согласуется с изменениями индекса *NAO*. При этом расчеты показали, что ряды их исходных годовых значений за 20-летие 1987–2006 гг. характеризуются небольшим, но уже отрицательным трендом. У второго колебания, влияющего на температурный режим Европейской территории РФ зимой, который описывается индексом *SCAND* (корреляция между ним и средней региональной температурой имеет отрицательный знак), в этот период обнаруживается слабый положительный тренд.

На рис. 2 приведен ход зимней температуры воздуха в Европейском регионе и зональной составляющей скорости геострофического ветра, рассчитанной по данным геопотенциала H_{500} из массива *NCEP/NCAR* для Атлантико-Европейского сектора ($50–70^\circ$ с.ш., 20° з.д. – 60° в.д.). Изменения зональной скорости в 20-летний период 1987–2006 гг. характеризуются здесь линейным отрицательным трендом, вклад которого в суммарную дисперсию ряда достигает 10 %. Коэффициент корреляции средней зональной скорости в зимний сезон с индексом *NAO* составляет 0,62,

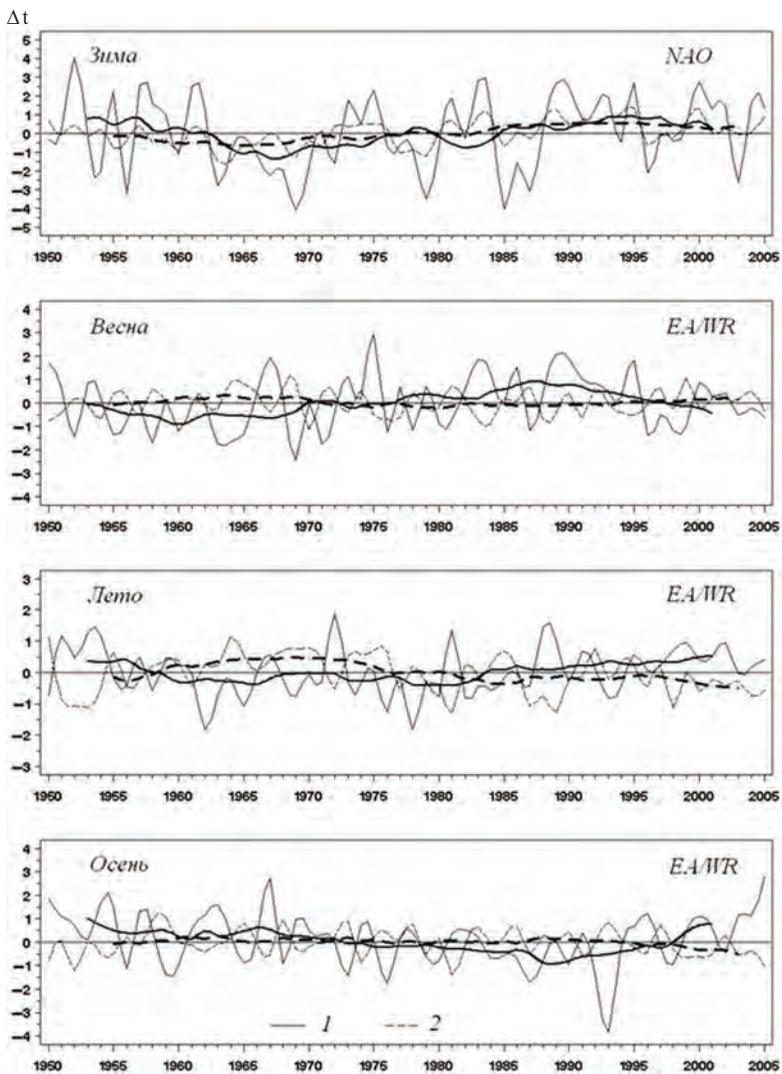


Рис. 1. Многолетние изменения аномалий среднесезонной температуры воздуха Δt (°C) в регионе 1 (1) и наиболее влияющих на них индексов циркуляции (2). Их названия указаны в правом верхнем углу графиков. Годовые значения – тонкая линия, 11-летние скользящие средние – жирная линия.

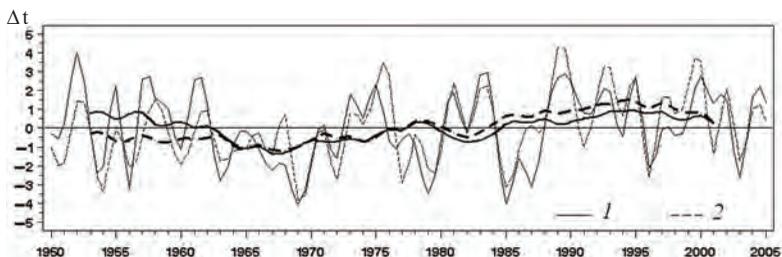


Рис. 2. Многолетние изменения аномалий среднесезонной температуры воздуха Δt ($^{\circ}\text{C}$) в регионе 1 (1) и зональной составляющей скорости геострофического ветра (м/с) в средней тропосфере Атлантико-Европейского сектора (2), зима. Годовые значения – тонкая линия, 11-летние скользящие средние – жирная линия.

с индексом *SCAND* – минус 0,81, а с температурой воздуха в Европейском регионе – 0,74. Таким образом, можно считать, что в конце 20-го столетия на Европейской части РФ повышение зимних температур приостановилось, что связано с начавшимся ослаблением зонального переноса в Атлантико-Европейском секторе, которому способствовало как уменьшение индекса *NAO*, так и увеличение индекса *SCAND*.

На десятилетие раньше, с начала 1980-х годов, на Европейской территории РФ началось понижение весенних температур, которое нашло отражение в оценке тренда для периода 1977–2006 гг. Для летних температур, напротив, со второй половины 1970-х годов заметен существенный рост (вклад положительного тренда в суммарную дисперсию ряда достигает 23 %). В осенний сезон в целом за период 1950–2006 гг. на Европейской территории России отмечался слабый отрицательный тренд температуры воздуха. Он связан с понижением ноябрьской температуры в 1980–1990-х годах, которое было обусловлено преобладанием в тот период аномальной адвекции холода по восточной периферии области положительной аномалии давления и геопотенциала над Скандинавией и Ботническим заливом [5]. В конце 1980-х годов произошла смена тенденции в сглаженном многолетнем ходе осенней температуры и соответственно, оценки тренда для последнего 30-летия показывают уже существенный положительный тренд. Таким образом, в настоящее время для температурного режима Европейского региона характерными являются две

противоположные тенденции: тенденция к понижению зимних и весенних температур и тенденция к повышению температур летнего и осеннего сезонов. Повышению температуры в оба эти сезона соответствует отрицательный тренд индекса циркуляции EA/WR , который определяет формирование температурного поля в этом регионе большую часть года. В летний сезон также наблюдался отрицательный тренд индекса WP , описывающего второй циркуляционный механизм, влияющий на летний температурный режим Европейского региона.

Коротко рассмотрим климатические тенденции последнего 30-летия в трех регионах Азиатской территории РФ. В Западной Сибири (регион 2) ни оценки трендов, ни сглаженные кривые средней региональной температуры не обнаруживают в какой-либо из сезонов существенных изменений температуры воздуха (рис. 3). В Восточной Сибири (регион 3) выражена тенденция к потеплению в летний сезон – вклад положительного тренда температуры в суммарную дисперсию ряда в период 1977–2006 гг. достигает здесь 27 %. Изменения индекса WP , с которым связаны изменения температуры в регионе 3 в этом сезоне, характеризуются хорошо выраженным отрицательным трендом (рис. 4). Однако в летних температурах Северо-Восточного региона, также тесно связанных с индексом WP , тренд не обнаруживается, а существенный рост температуры воздуха весной и осенью в этом регионе происходит без каких-либо долгопериодных изменений индекса WP (рис. 5).

Следует отметить, что положительный тренд осенних температур в северо-восточных районах РФ является самым большим из всех рассматриваемых для периода 1977–2006 гг. – он составляет более $1\text{ }^{\circ}\text{C}/10$ лет, а его вклад в суммарную дисперсию ряда достигает 42 %. Эти оценки подтверждаются расчетами, выполненными нами по данным наблюдений на станции Марково ($64^{\circ} 41'$ с.ш., $170^{\circ} 25'$ в.д.), а также расчетами, которые регулярно проводятся в ИГКЭ с целью мониторинга текущего климата [3]. Результаты расчетов ИГКЭ для регионов, которые близки по территории к рассматриваемым в настоящей работе, приведены выше в табл. 2. Следует обратить внимание, что имеются и расхождения в оценках. Они могут быть вызваны разными причинами. В частности, оценки трендов очень чувствительны к анализируемым периодам – различия в периодах всего в несколько лет могут приводить к заметным изменениям в оценках. Не менее существенным является тот факт,

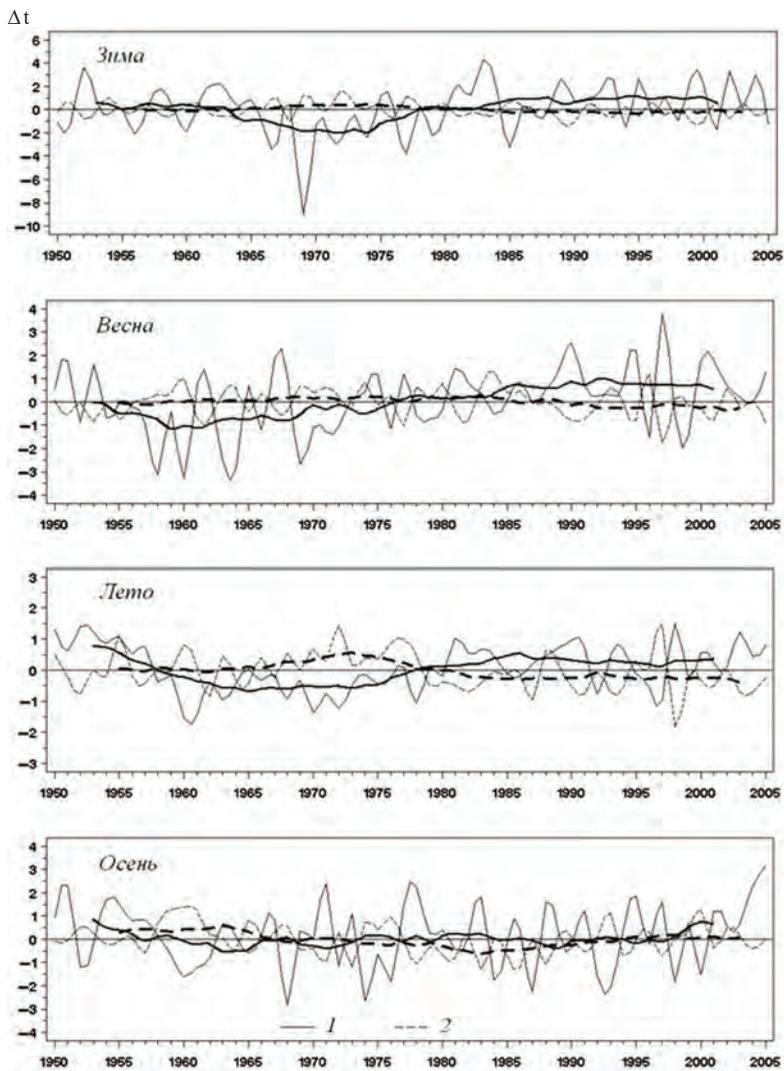


Рис. 3. Многолетние изменения аномалий среднесезонной температуры воздуха Δt ($^{\circ}\text{C}$) в регионе 2 (1) и наиболее влияющего на них индекса циркуляции SCAND (2). Годовые значения – тонкая линия, 11-летние скользящие средние – жирная линия.

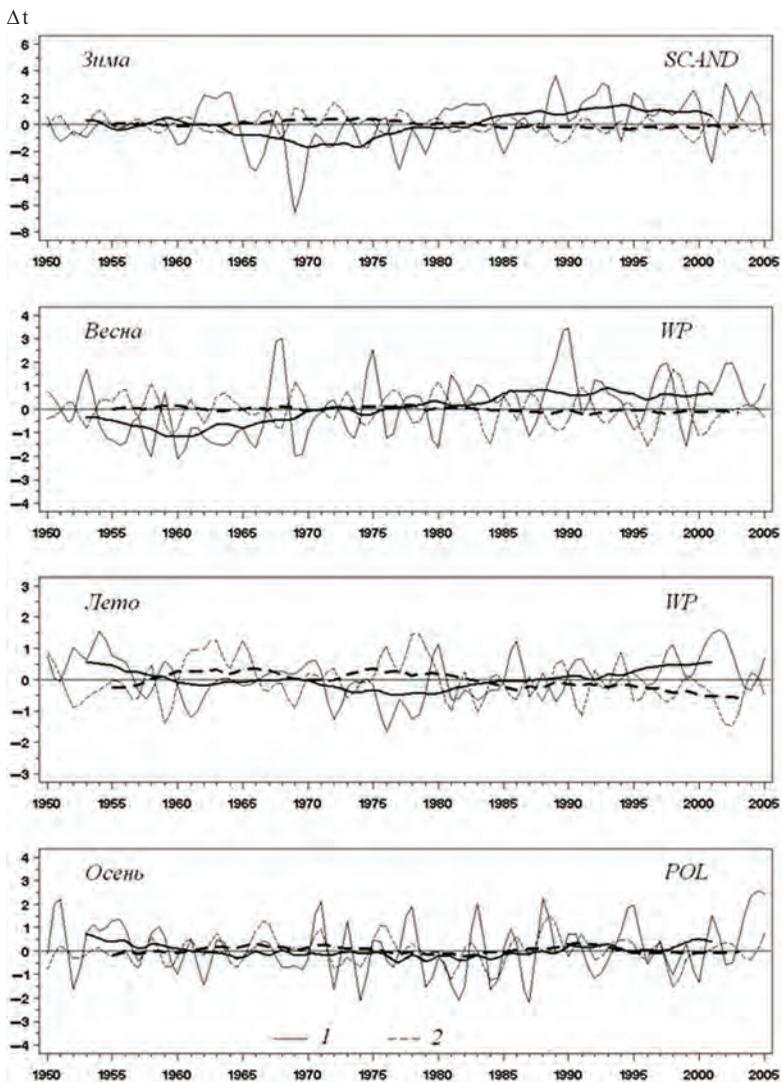


Рис. 4. Многолетние изменения аномалий среднесезонной температуры воздуха Δt ($^{\circ}\text{C}$) в регионе 3 (1) и наиболее влияющих на них индексов циркуляции (2). Их названия указаны в правом верхнем углу графиков. Годовые значения – тонкая линия, 11-летние скользящие средние – жирная линия.

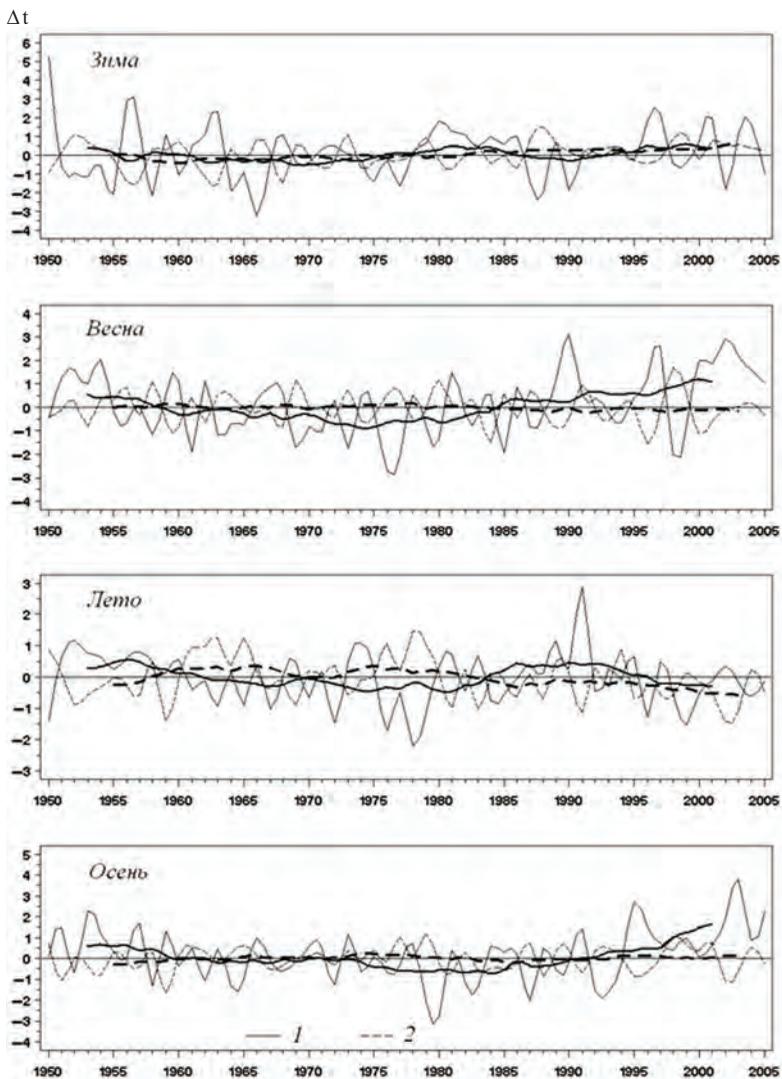


Рис. 5. Многолетние изменения аномалий среднесезонной температуры воздуха Δt ($^{\circ}\text{C}$) в регионе 4 (1) и наиболее влияющего на них индекса циркуляции WP (2). Годовые значения – тонкая линия, 11-летние скользящие средние – жирная линия.

что авторы [3] в своих исследованиях используют данные наблюдений на станциях, а приведенные в настоящей работе оценки рассчитывались по данным реанализа *NCEP/NCAR*. Какие при этом возникают различия в оценках статистических характеристик рядов, можно увидеть в табл. 5.

Таблица 5

Оценки статистических характеристик рядов среднемесячной температуры воздуха по станции Москва ($55,75^\circ$ с.ш.; $37,57^\circ$ в.д.) и в ближайшем к ней узле сетки из реанализа *NCEP/NCAR* ($56,19^\circ$ с.ш.; $37,50^\circ$ в.д.), а также коэффициентов их взаимной корреляции r , 1950–2006 гг.

E – многолетнее среднее и S – стандартное отклонение ($^\circ\text{C}$),

b – угловой коэффициент линейного тренда ($^\circ\text{C}/10$ лет),

D – вклад линейного тренда в общую дисперсию ряда (%)

Месяц	Ст. Москва, наблюдения				Ближайший узел, реанализ				r
	E	S	b	D	E	S	b	D	
1	-8,3	4,0	0,9	14,7	-10,8	3,7	0,6	7,1	0,97
2	-7,7	3,9	0,6	6,7	-10,1	3,7	0,3	1,4	0,96
3	-2,4	2,7	0,7	17,0	-5,1	2,5	0,4	5,4	0,93
4	6,1	2,2	0,3	5,6	4,2	2,4	-0,2	2,0	0,72
5	12,7	2,1	0,2	1,3	11,4	1,9	0,0	0,1	0,97
6	16,9	2,1	0,0	0,0	16,1	2,0	0,0	0,1	0,96
7	18,6	1,8	0,2	4,6	18,0	1,6	0,2	6,0	0,92
8	16,6	1,2	0,0	0,2	16,3	1,4	-0,0	0,0	0,91
9	11,1	1,7	0,1	0,4	10,7	1,8	0,0	0,1	0,98
10	5,1	1,8	0,1	0,9	2,6	2,5	-0,3	4,3	0,71
11	-1,6	2,4	0,2	1,0	-4,6	2,9	-0,3	2,2	0,90
12	-5,8	3,4	0,2	1,0	-8,7	3,3	0,1	0,2	0,97

Не вызывают серьезных опасений имеющиеся здесь несовпадения знака в оценках коэффициентов линейного тренда, поскольку при небольшом вкладе в суммарную дисперсию ряда это просто свидетельствует об отсутствии тренда. Настораживает тот факт, что уровень корреляции данных наблюдений за температурой воздуха на станции Москва и ближайшего к ней узла из реанализа *NCEP/NCAR* составляет в отдельные месяцы (апрель, октябрь) всего 0,7. Поэтому, несмотря на широкое использование реанализов, актуальными остаются исследования по сопоставлению этих

данных и данных наблюдений, а также различных реанализов между собой с целью оценки надежности получаемых на их основе сведений об изменениях климата. Одним из исследований в этом направлении является работа [4], в которой получены оценки погрешностей климатических характеристик для четырех сеточных архивов, построенных на основе интерполяции и модельного реанализа данных наблюдений за температурой воздуха и осадками. Авторы пришли к выводу, что не только прогноз климата обладает малой достоверностью на территории России (это было показано в [2]), но и современное его состояние в последние несколько десятилетий описывается сеточными архивами с большой неопределенностью и заметно хуже, чем климат других регионов мира, что обусловлено, прежде всего, недостаточностью сети наблюдений в России и, в меньшей степени, несовершенством алгоритмов, с помощью которых создаются сеточные архивы. Это необходимо иметь в виду при рассмотрении результатов климатических исследований, полученных по данным реанализов.

Выводы

Полученные в настоящей работе оценки подтверждают результаты [7], свидетельствующие, что «привычное представление о повсеместном потеплении в Европе не находит подтверждения». При анализе изменений климата на территории России в период 1950–2001 гг. тенденция к похолоданию отмечалась зимой на Чукотке, в Причерноморье, на севере Европейской территории РФ и Западной Сибири [10]. В настоящее время (1977–2006 гг.) на фоне продолжающегося глобального потепления в регионах РФ в отдельные сезоны также наблюдается тенденция к понижению температуры. Наиболее заметна она в весенний сезон в Европейском регионе. В середине 1990-х годов в этом регионе наметилась тенденция к понижению зимней температуры, а в Северо-Восточном регионе – летней температуры.

Согласно оценкам тренда для последнего 20-летнего периода (1987–2006 гг.) рост температуры продолжается на Европейской территории РФ, а также в Восточной Сибири в летний сезон, и усилился во всех регионах России в осенний сезон.

Для сглаженных многолетних изменений среднесезонных значений индексов циркуляции и аномалий температуры воздуха в большей степени характерна волновая структура, при которой

периоды положительных значений сменяются периодами отрицательных значений.

Для каждого из регионов РФ прослеживается роль определенных циркуляционных механизмов в формировании сезонных полей температуры воздуха. Она проявляется как в оценках корреляции средней региональной температуры с индексами циркуляции, так и в соответствии их сглаженного многолетнего хода.

Если наблюдавшийся в последней трети XX века рост зимней температуры на Европейской территории РФ можно объяснить усилением индекса Североатлантического колебания *NAO* и, согласно нашим оценкам, ослаблением индекса *SCAND*, то начавшееся с 1960-х годов повышение летней температуры воздуха соответствует периоду отрицательных значений в сглаженном ходе индексов *EA/WR* и *WP*. Проведенный композитный анализ показал, что с отрицательной фазой описываемых этими индексами циркуляционных механизмов связано формирование положительных аномалий температуры в Европейском регионе.

Однако не всегда тенденции многолетних изменений средней региональной температуры находят отражение в долгопериодных изменениях влияющих на нее циркуляционных механизмов, и эти случаи требуют дополнительных исследований. Перспективы в этом направлении могут быть связаны с анализом «типов» циркуляции (возможно, колебательных систем) регионального масштаба.

Литература

1. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата // Метеорология и гидрология. 2004. № 4. С. 50–67.

2. Груза Г.В., Ранькова Э.Я., Аристова Л.Н., Клещенко Л.К. О неопределенности некоторых сценарных климатических прогнозов температуры воздуха и осадков на территории России // Метеорология и гидрология. 2006. № 10. С. 5–23.

3. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2008 г. – <http://www.meteorf.ru>.

4. Жильцова Е.Л., Анисимов О.А. О точности воспроизведения температуры и осадков на территории России глобальными климатическими моделями // Метеорология и гидрология. 2009. № 10. С. 79–89.

5. Крыжов В.Н. Причины похолоданий в ноябре 1980–1990-х годов на европейской территории России // Метеорология и гидрология. 2008. № 1. С. 5–14.

6. Нестеров Е. С. О восточно-атлантическом колебании циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. 2009. № 12. С. 32–40.
7. Переведенцев Ю. П., Верещагин М. А., Наумов Э. П., Шанталинский К. М. Особенности проявления современного потепления климата в тропосфере Атлантико-Европейского региона // Метеорология и гидрология. 2004. № 2. С. 38–47.
8. Попова В. В., Шамакин А. Б. Циркуляционные механизмы крупномасштабных аномалий температуры воздуха зимой в Северной Евразии в конце XX столетия // Метеорология и гидрология. 2006. № 12. С. 15–25.
9. Угрюмов А. И., Харькова Н. В. Современные изменения климата Санкт-Петербурга и колебания циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. 2008. № 1. С. 24–30.
10. Шамакин А. Б., Попова В. В. Динамика климатических экстремумов в Северной Евразии в конце XX века // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2006. Т. 42, № 2. С. 157–166.
11. Barnston A. G. and Livezy R. E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // Mon. Wea. Rev. 1987. Vol. 115. P. 1083–1126.
12. Kalnay E. et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1996. Vol. 77. P. 437–484.

ВОЗМУЩЕНИЯ ОРБИТАЛЬНОГО ДВИЖЕНИЯ ЗЕМЛИ И СЕЗОННЫЕ АНОМАЛИИ КЛИМАТА

Земля всегда испытывает переменные повторяющиеся гравитационные воздействия со стороны других тел Солнечной системы. В результате таких воздействий составляющие движения Земли никогда не остаются строго постоянными – всегда существуют возмущения траектории движения Земли и наклона ее оси. Эти параметры являются важнейшими в формировании климата Земли и его вариаций. Вариации траектории орбитального движения Земли и наклона ее оси сопровождаются ускорением или замедлением движения. Возникающие при этом силы в разных оболочках Земли создают движения. Подвижки в недрах Земли способны активизировать землетрясения и дегазацию с дополнительными выбросами парниковых газов и аэрозольных частиц. Движения в океане и атмосфере вызывают изменения в океанической и атмосферной циркуляции. А изменение циркуляции – это нарушение баланса в теплообмене между океаном и атмосферой, это адвекция и нарушение теплообмена в атмосфере между высокими и низкими широтами.

Возмущения астродинамических величин могут сильно отличаться по величине и иметь разный временной масштаб от нескольких дней до многих тысячелетий. Эти возмущения возникают при взаимодействии Земли с другими планетами и с Луной, а также при изменении диссимметрии всей Солнечной системы.

Прецессия земной оси

Из-за гравитационного воздействия на Землю Луны и Солнца плоскость земного экватора при почти неизменном наклонении медленно поворачивается с востока к западу, и поэтому точки весеннего и осеннего равноденствия, расположенные на линии узлов небесного экватора, ежегодно смещаются по эклиптике на $50''.27$ в том же направлении, т.е. навстречу видимому годовому движению Солнца. Ось вращения Земли, перпендикулярная плоскости экватора, поворачивается за год на те же $50''.27$, описывая в пространстве коническую поверхность вокруг оси эклиптики, подобно повороту оси вращающегося волчка. Такой поворот

называют прецессией. Один оборот вокруг оси эклиптики земная ось совершает за период 25 800 лет [3].

Здесь слова «почти» подчеркивают наличие вариаций в наклоне оси. Так как положение Луны и Солнца относительно земного экватора постоянно изменяется, то претерпевает соответствующие изменения и момент гравитационных сил, приложенных к Земле. Чем больше склонение притягивающего тела, тем больше гравитационный момент. Если и Луна, и Солнце одновременно окажутся в экваториальной плоскости, то этот момент равен нулю. Непостоянство момента сил лунного и солнечного притяжений вызывает колебания земной оси, называемые нутацией. Период этих колебаний равен периоду обращения лунных узлов 18,6 года [3]. Влияние прецессии и нутации приводит к колебаниям наклона земного экватора к плоскости земной орбиты в пределах от $21^{\circ}55'$ до $24^{\circ}18'$.

Прецессия земной оси имеет важное значение в многолетних медленных изменениях радиационного фактора климата – теория Миланковича.

Климатогенные возмущения движения Земли планетами

Сведения о влиянии планет на погодно-климатические условия на Земле известны с давних времен. Существует полный спектр высказываний от полного отрицания планетных воздействий на атмосферные процессы до признания конфигурации планет дирижерами всех погодно-климатических вариаций и самой активности Солнца. Действительно, в атмосферных процессах обнаруживаются циклы соединений планет с Землей и между собой, но эти циклы очень неустойчивы и часто совсем исчезают, чтобы опять появиться, но совсем в другом качестве. Если не вникать в астрономические подробности неравномерности движения планет и их соединений, то с точки зрения строгой статистической науки легко доказать полное отсутствие планетно-атмосферных взаимодействий. И таких поспешных работ и выводов сделано достаточно.

Существует немало работ, в которых обнаружено влияние планетных конфигураций на инсоляцию. В работе [2] рассчитан приходящий на Землю поток излучения Солнца в предположении неизменности его светимости на интервале времени с 1700 по 2000 г. В спектре мощности временного ряда инсоляции

обнаружены гармоники синодических периодов планет Венеры, Марса, Юпитера и Сатурна, а также гармоники, соответствующие комбинационным частотам. Их периоды заключены в интервале от 100 сут до 15,7 года. Основными гармониками спектра мощности являются гармоника, соответствующая синодическому периоду Юпитера 399,0 сут, и первая гармоника синодического периода Венеры с периодом 291,9 сут. Их амплитуды приблизительно равны и составляют около 40 мВт/м².

Влияние планет на инсоляцию подтверждалось и ранее. Мало изученными остаются процессы динамического воздействия космоса на оболочки Земли.

Для дальнейшего изложения необходимо напомнить астрономические сведения, имеющие важное значение в дальнейших исследованиях.

Все планеты вместе по массе составляют около 0,2 % от массы Солнечной системы. Солнце – самый большой объект в Солнечной системе, оно содержит более чем 99,8 % массы всей Солнечной системы. Это обычная звезда спектрального класса G2, одна из 100 миллиардов звезд нашей Галактики. Если массы планет (без спутников) выразить в единицах массы Земли, тогда их массы составляют: Юпитер – 317,83, Сатурн – 95,147, Уран – 14,54, Нептун – 17,23, Плутон – 0,17. Планеты земной группы: Меркурий – 0,0554, Венера – 0,815, Земля – 1, Марс – 0,1075. Приведенные значения показывают, что общая масса всех планет количественно формируется практически только Юпитером и Сатурном, массы остальных планет незначительны [1].

Важной характеристикой является расстояние от Солнца до планеты (большая полуось). Для разных планет оно составляет в астрономических единицах: Меркурий – 0,387, Венера – 0,723, Земля – 1, Марс – 1,523, Юпитер – 5,202, Сатурн – 9,538, Уран – 19,182, Нептун – 30,058, Плутон – 39,44. [1].

Существуют базовые количественные астрономические значения, ответственные за климат на Земле. Насколько они важны? Каким был бы климат при других значениях? Рассмотрим крайние случаи.

В современную эпоху ось вращения Земли составляет с плоскостью ее орбиты угол ~66°34'. Если бы ось вращения Земли составляла с плоскостью ее орбиты прямой угол, то плоскость экватора всегда бы совпадала с плоскостью орбиты планеты. При этом

Солнце всегда бы оставалось в этой же плоскости в любое время суток в течение всего года, и день всегда был бы равен ночи на всех широтах Земли. Но на экваторе днем Солнце было бы в зените, а на полюсах – всегда на горизонте. Контрасты климата экваториальных и высоких широт резко бы возросли, смена сезонов исчезла бы. За этим последовало бы увеличение площади ледяных шапок на обоих полюсах, увеличение альбедо Земли и похолодание климата, которое могло бы привести к состоянию «белой Земли».

Если бы ось вращения Земли лежала в плоскости эклиптики, температурный максимум поочередно через полгода переходил бы от одного полюса к другому. В одном полушарии лето совпадало бы с полугодовым днем, а в другом в это время была бы зима и полугодовая ночь. Многолетние льды на полюсах не могли бы существовать, но через каждые полгода в одном полушарии появлялись бы льды с площадью, значительно превышающей площадь современных полярных шапок. В следующие полгода – полное таяние льдов в одном полушарии и новая ледяная шапка – в другом.

В обоих случаях жизнь на Земле была бы невозможна.

Описание возможных состояний климата, которые сформировались бы при изменении наклона земной оси вращения, дает представление о решающей значимости астрономических факторов климата. В обозримом прошлом таких астрономических катаклизмов не происходило, но небольшие вариации наклона земной оси всегда были и существуют в наше время. Логично предположить, что за небольшими вариациями наклона земной оси следуют небольшие изменения климата. Известно много процессов на Земле и за ее пределами, которые могут влиять на климат, астрономический фактор можно рассматривать как одну из возможных составляющих изменений климата.

Представление о движении Земли вокруг Солнца по эллиптической орбите является очень грубым упрощением. В астрономических расчетах на эллиптическую орбиту накладывают возмущения, вызванные притяжением других планет и Луны, а также несферичностью планет и Луны. В Астрономическом ежегоднике элементы орбит планет приведены в двух составляющих: эллиптическое движение и его возмущения.

Земля всегда испытывает переменные повторяющиеся гравитационные воздействия со стороны других тел Солнечной системы. В результате таких воздействий составляющие движения Земли

никогда не остаются постоянными. Возмущения могут сильно отличаться по величине и иметь разный временной масштаб от нескольких дней до многих тысячелетий.

Величины возмущений параметров движения Земли зависят от массы возмущающих тел и от расстояния от них до Земли. Поэтому в движении Земли наиболее сильные возмущения определяются ближайшими телами – Луной, Венерой, Марсом и массивным Юпитером. Влияние огромного Сатурна слабее из-за его большой удаленности. Значение имеют масса планеты и расстояние от нее до Земли. Возмущения от перечисленных небесных тел передаются Земле одновременно с разных направлений, поэтому результирующее возмущение зависит еще от взаимного расположения небесных тел между собой и относительно Земли. Например, при расположении Венеры, Земли и Юпитера с одной стороны от Солнца (орбиты Венеры и Юпитера – по разные стороны от Земли) их результирующее влияние на Землю минимально, происходит взаимное погашение. А при расположении Земли, Марса и Юпитера с одной стороны от Солнца (орбиты Марса и Юпитера – по одну сторону от Земли) их результирующее влияние на Землю максимально, происходит суммирование воздействий.

Возмущения от Луны в движении Земли соизмеримы с возмущениями от Юпитера. Из этого следует, что в те дни, когда Земля оказывается между Луной и Юпитером, их одновременные воздействия ослабляются.

Гравитационное воздействие Луны и Солнца на Землю приводит к вариациям наклона земного экватора и скорости ее осевого вращения, а гравитационное воздействие планет на Землю во время схождения Земли и планеты на одном гелиоцентрическом меридиане приводит к изменению гелиоцентрической широты Земли (покачивание орбиты), скорости ее орбитального движения и расстояния от Земли до Солнца. То есть под действием планет всегда возникают вариации движения Земли по всем трем координатам пространства.

Покачивание орбиты означает, что Земля в своем орбитальном движении испытывает северо-южное ускорение разного знака в диаметральных секторах орбиты. Замедление или ускорение орбитального движения в некотором секторе орбиты означает увеличение или сокращение длительности того или иного сезона – прямое воздействие на среднегодовой приток тепла. Изменение расстояния

от Земли до Солнца в некоторых сезонах – это тоже прямое воздействие на среднегодовой приток тепла.

Кроме того, любое ускорение или замедление планеты с ее сложным внутренним строением (включая слои в жидкой фазе) с океаном и атмосферой, неизбежно нарушает спокойное состояние каждой оболочки и нарушает равновесие в их взаимодействии.

Итак, гравитационное взаимодействие Земли с планетами и Луной создает вариации в скорости движения Земли по орбите, в северо-южном и радиальном отклонениях от нормальной орбиты создает прецессию и нутацию земной оси, изменяет скорость вращения Земли вокруг своей оси. В процессе взаимодействий изменяется расстояние от Земли до Солнца. Это как раз те параметры, которые определяют космическую (главную) часть процессов, формирующих климат Земли. Вопрос заключается в том, являются ли эти вариации настолько существенными, чтобы заметно влиять на колебания климата Земли. Влияние перечисленных параметров на климат Земли обычно рассматривается в части изменения притока и условий поглощения солнечного излучения.

Вариации в движении Земли по орбите, неравномерность ее движения неразрывно связаны с появлением ускорения движения положительного или отрицательного. Вариации в движении проявляются не только в плоскости орбиты, но и в северо-южных отклонениях от средней орбитальной плоскости. Влияние ускорений движения Земли на все ее сферы пока никто не рассматривал.

Аномалии ускорения движения Земли и сезонные аномалии температуры

Ставилась задача подтвердить или отвергнуть гипотезу о влиянии изменений в ускорении движения Земли на ее климат (на температуру воздуха). Известно, что в результате взаимодействия Земли и атмосферы через обмен моментом количества движения любое ускорение зонального движения воздуха приводит к замедлению вращения Земли. Зависимость настолько тесная, что в работе [4] предлагается даже определять среднемесячные значения момента импульса зональных ветров всей атмосферы по данным о неравномерности вращения Земли. Аналогично любое изменение вращения Земли приводит к изменению скорости зонального потока и всей атмосферной циркуляции. Наблюдаемые изменения скорости вращения Земли невелики, но соотношение между

скоростью вращения Земли и скоростью зонального потока определяется обратно пропорционально массам Земли и атмосферы. Небольшие изменения скорости вращения Земли при ее огромной массе проявляются в виде тех количественных значений изменений зонального ветра, которые обычно наблюдаются.

Рассмотрим сезонные изменения аномалий северо-южного ускорения орбитального движения Земли за каждый год. По астрономическим данным о гелиоцентрических координатах (широта и долгота) системы Земля + Луна (далее просто Земля) на каждый месяц вычислялось ускорение ее отклонения от средней орбиты в направлении север–юг. Если в своем движении по орбите Земля отклоняется в направлении с юга на север, то возникает положительное северо-южное ускорение, а при отклонении в движении Земли в направлении север–юг возникает отрицательное северо-южное ускорение. На рис. (а) представлены погодичные месячные значения северо-южного ускорения движения Земли.

Значения ускорения на рисунке приведены с обратным знаком для удобства последующего сопоставления с аномалиями температуры океана и атмосферы. По вертикальной оси – месяцы с января (1) по декабрь (12) и повторение с января (13) по декабрь (24). Повторение необходимо для слежения за аномалиями на переходе от декабря к январю следующего года. На рис. (б и в) показаны сглаженные аномалии температуры поверхности океана и температуры воздуха над континентами в широтной зоне 45–70° Северного полушария. Аномалии за каждый месяц получены как отклонение от скользящих средних за 5 лет. Таким образом исключаются годовой ход и многолетний тренд.

С начала XX века и до 1940-х годов в декабре–марте наблюдалось отрицательное ускорение движения Земли (рис., а). В это же время примерно в те месяцы появлялись положительные аномалии температуры поверхности океана (рис., б) и температуры воздуха над континентами (см. рис., в). В последующие 2–3 десятилетия отрицательные аномалии в движении Земли по орбите медленно перемещались к середине года. Аналогичные сезонные перемещения произошли в аномалиях температуры поверхности воды и температуры воздуха над континентами. Начиная с 1960-х годов отрицательные аномалии в ускорении движения Земли зафиксировались в середине года, аналогично положительные аномалии температуры поверхности воды стали появляться в середине года.

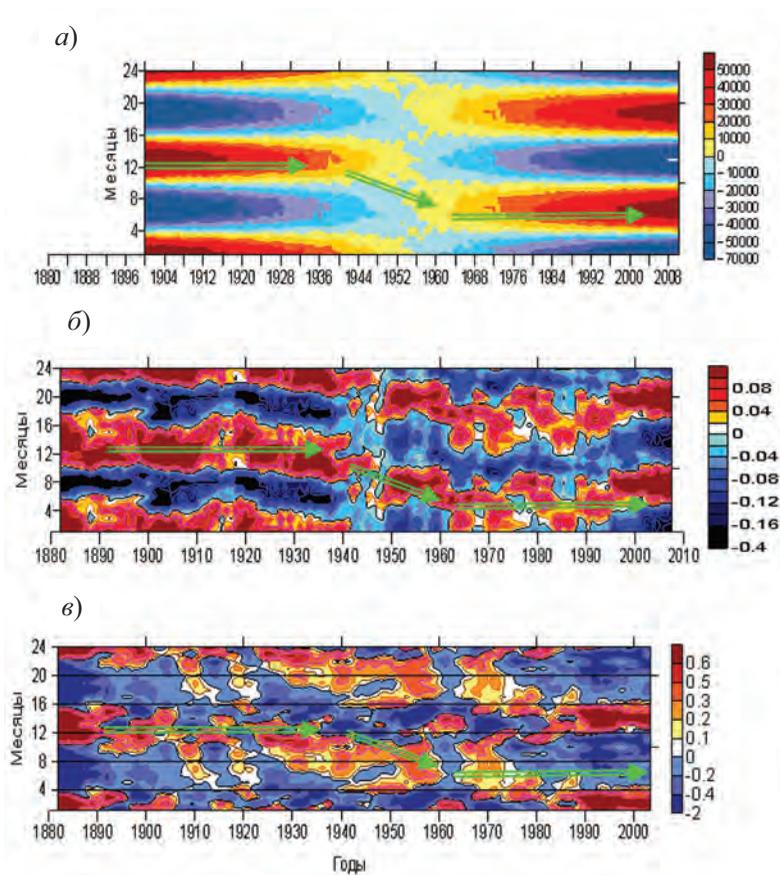


Рис. Аномалии северо-южного ускорения Земли (а), температуры поверхности океана (б) и температуры воздуха над континентами (в) в широтной зоне 45–70° Северного полушария

А в аномалиях температуры воздуха положительные аномалии появлялись в середине года в 1960–1980-е годы, а позднее переместились на весенние месяцы.

На рис. (а) видно, что ускорение движения Земли всегда плавно изменяется в течение года и плавно происходят многолетние изменения сезонных особенностей. Сезонные аномалии температуры поверхности океана перемещаются внутри года и по

годам подобным образом (рис., б), но присутствуют и посторонние возмущения, которые несколько нарушают плавные изменения. Сезонные и многолетние перемещения аномалий температуры воздуха значительно нарушены посторонними возмущениями. Кроме медленных перемещений аномалий, подобным изменениям ускорения в движении Земли, наблюдаются на рис. (в) полосы красного цвета более быстрых и более медленных перемещений положительных аномалий. Мы рассмотрели только одну составляющую (северо-южную) неравномерного движения Земли по орбите, но существуют и другие составляющие. Атмосфера – менее инерционная среда, возможно, она реагирует более заметным образом на изменения ускорения Земли по другим направлениям.

Совершенно очевидно, что сезонные аномалии в движении Земли, температуры поверхности океана и температуры воздуха над континентами каким-то образом связаны между собой. Еще предстоит разобраться с механизмами таких связей, но уже понятно, что астрономический фактор участвует в формировании сезонных аномалий температуры океана и атмосферы.

Итак, установлен факт синхронного изменения ускорения орбитального движения Земли и сезонных аномалий температуры поверхности океана и температуры воздуха. Возможность предвычисления астрономической составляющей аномалий дает основы для разработки прогностических методов оценки ожидаемых сезонных аномалий температуры.

Дальнейшие исследования должны быть направлены на получение количественных оценок и соотношений.

Следует учитывать, что изменение северо-южной составляющей движения Земли по орбите не происходит независимого от других параметров – в то же самое время изменяется расстояние Солнце–Земля, изменяются радиальное и тангенциальное ускорения, изменяется наклон земной оси, происходит смещение полюса вращения Земли относительно географического полюса и т.д. Предстоит еще оценить вклад каждого из астрономических параметров в многолетние перемещения сезонных аномалий температуры поверхности океана и температуры воздуха.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 11-05-00691)

Литература

1. Аллен К.У. Астрофизические величины. М.: «Мир», 1977. 446 с.
2. Богданов М.Б., Сурков А.Н. Короткопериодные изменения инсоляции, вызванные планетными возмущениями орбиты Земли // Метеорология и гидрология. 2006, № 1.
3. Дагаев М.М., Демин В.Г., Климишин И.А., Чаругин В.М. Астрономия. М.: Просвещение, 1983. 383 с.
4. Сидоренков Н.С. Физика неустойчивостей вращения Земли. М.: Издатлит, 2002. 380 с.

СТАТИСТИЧЕСКИЙ КОНТРОЛЬ МАССИВА СУТОЧНЫХ ДАННЫХ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОЧВОГРУНТОВ

Массив данных о температуре почвогрунтов создавался на основе данных наблюдений под естественным покровом на глубинах до 320 см по вытяжным термометрам. Технология создания первичного массива данных в электронном виде не предусматривала выявления случайных ошибок в данных, которые неизбежно появляются по разным причинам, связанным как с ручной обработкой данных на некоторых этапах (за период лет до 1977 года), так и с техническими сбоями и возможными технологическими нарушениями при перезаписи данных на новые технические носители и при переходе от одной технологии к другой. Технологии кардинально изменялись в 1977 и 1984 гг., дополнительные менее существенные изменения вносились и в последующие годы.

Контроль данных является неотъемлемой частью процесса создания массивов на технических носителях. Существует несколько примеров решения этой проблемы [1, 2, 3, 4], отличающихся по глубине проработки и специфике применения к конкретным данным.

Сбор данных о температуре почвогрунтов за все годы наблюдений выполнен впервые, ряды суточных данных за весь период наблюдений ранее не контролировались. Предварительный визуальный анализ первичных данных показал наличие ошибок разного рода и происхождения. Прежде всего, обнаружилось случайные значения, выходящие за допустимые пределы возможных значений. Выявлены случаи нарушения плавности межсуточных изменений температуры. Статистическое выявление таких ошибок может быть построено на основе сравнения каждого отдельного значения температуры с предельными значениями межгодовых изменений температуры на фиксированной глубине и в фиксированный день года, а также на основе предельных значений межсуточных изменений температуры по соседним суткам. При разработке методов контроля по предельным значениям главной задачей является определение пределов, позволяющих отсеять ошибочные значения и не забраковать реальные экстремальные значения.

Для контроля предложена совокупность из четырех методов.

Как известно, статистические методы дают более точные (хорошо трактуемые, понятные) результаты, если применять их к непрерывному последовательному ряду значений (это идеальный случай). Однако на практике последовательный ряд наблюдений имеет пропуски значений, т.е. некоторые данные отсутствуют. Особенностью первичного массива данных о температуре почвогрунтов является большое количество пропусков в данных. Вследствие этого при выполнении контроля приходилось прибегать к некоторым ограничениям применимости того или иного метода контроля или к ограничениям на выполнение каких-либо внутренних расчетов внутри метода. Это делалось, чтобы избежать некорректного контроля в случаях, если недостаточно данных для выполнения конкретного метода контроля. Эти ограничения часто приводили к тому, что те или иные значения остались не проконтролированы каким-то из методов. Во всех таких случаях в массиве ставились пометки в виде флагов (признак качества) рядом с каждым значением, указывающие на это обстоятельство.

Далее описаны четыре метода, которые использованы автором при создании проконтролированного массива суточных данных о температуре почвогрунтов (см. статью в настоящем сборнике [5]).

Метод 1. Гистограммы

Метод предназначен для обнаружения грубых ошибок, выходящих за допустимые пределы правильных экстремальных значений. Он основан на анализе гистограмм распределения температуры по градациям.

Гистограмма отражает повторяемость температуры по отдельным градациям температуры. Повторяемость – это число случаев с температурой в градации, деленное на общее число членов ряда. При достаточном количестве данных гистограмма должна быть гладкой на краях, а ее значения на краях слева и справа должны плавно переходить в нули.

Общая идея метода заключается в определении граничных минимальной и максимальной градаций безошибочных значений температуры с целью последующего отсека значений, которые значительно выходят за пределы этих граничных значений.

Предполагается, что ошибочные значения превышают экстремальные правильные значения на величину более чем одна

градация. Такие ошибочные значения должны выходить за пределы правильных значений температуры и отделяться от основных значений градациями с нулевой повторяемостью в левой и правой частях гистограммы. Значения принимаются ошибочными, если на краях гистограммы они попадают в градации, следующие после градации с нулевой повторяемостью.

Рассмотрим подробнее рисунок. Для примера показана гистограмма по градациям через 2 градуса.

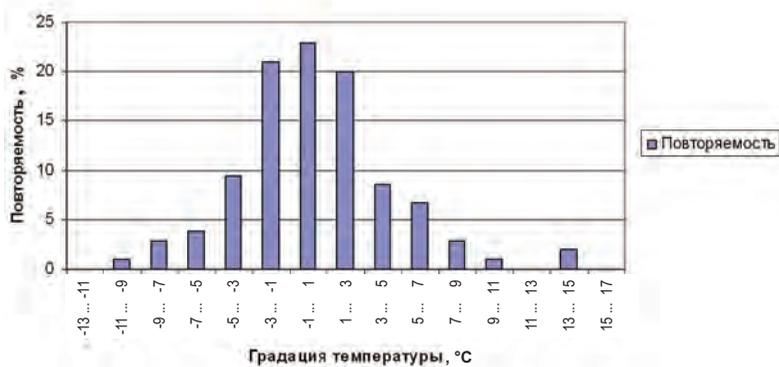


Рис. Распределение температуры по градациям

На приведенной демонстрационной гистограмме видно, что в середине гистограммы (со значениями температуры, близкими к норме) – наибольшее число случаев температурных значений. Самые маленькие и самые большие значения температуры видны на краях гистограммы – они встречаются редко.

Из рисунка видно, что убывание к краям гистограммы идет плавно. Так же плавно оно должно закончиться нулевыми значениями повторяемости (нулями). Если на краях гистограммы после нулей опять появляются значения, то, скорее всего, это грубые ошибки. На демонстрационной гистограмме, показанной на рисунке 1, ошибочным значением предположительно является то значение, которое попало в градацию +13...+15 °С (справа). Такое заключение вытекает на основе анализа плавности убывания значений гистограммы. От середины гистограммы вправо повторяемость значений медленно убывала и стала нулевой в градации значений

от +11 до +13 °С, но еще правее появилось значение больше +13 °С, его можно считать ошибочным и присвоить признак качества 1 (ошибка выявлена по методу 1).

Алгоритм работы метода 1

1. Составляется выборка суточных значений температуры за первые пять дней года с 1963 по 2008 год. Аналогично строится выборка суточных температур следующей пятидневки за все годы и далее так же строятся выборки за каждую пятидневку. Таким образом, были получены многолетние выборки суточной температуры почвогрунтов по пятидневкам за 1963–2008 гг. Поскольку гистограмма строится по пятидневкам с 1963 по 2008 год включительно, то в каждой выборке мы имеем максимум $46 \times 5 = 230$ значений суточной температуры для построения каждой гистограммы (230 значений возможно только в идеальном случае, при отсутствии пропусков данных). Если из 230 значений есть хотя бы 46, то в дальнейшем строится гистограмма, т.е. контроль осуществляется, если же значений меньше, то всем этим значениям присваивается признак качества 5, означающий, что этим методом контроля данное значение не исследовалось.

2. Величина градации гистограммы определяется индивидуально по каждой выборке. На основе анализа выборки определяется минимальное (min) и максимальное (max) значения в данной выборке температур. Для построения гистограммы определяется величина градации (g):

$$g = (\max - \min) / 15, \text{ если } (\max - \min) \geq 15;$$

$$g = 1, \text{ если } (\max - \min) < 15.$$

Размер градации всегда не менее 1 (0,1 °С), т.е. не менее точности измерений температуры почвогрунтов. Число градаций всегда не более 15, таким образом, достигается наполнение гистограммы.

3. Вычисляется повторяемость суточной температуры по градациям g в каждой выборке, т.е. повторяемость в каждом отдельном пятидневном интервале года по данным с 1963 по 2008 год. В графическом представлении повторяемость по градациям представляется гистограммой распределения температуры по выбранным градациям. По плавному уменьшению повторяемости влево и вправо от середины гистограммы определяются граничная минимальная и граничная максимальная градации, после которых влево и вправо появляется нулевая повторяемость температуры.

Считаем, что во всем интервале температур от граничной левой до граничной правой градаций лежат правильные значения, а значения, выходящие за пределы граничных градаций, признаются ошибочными. Эти значения получают признак качества 1 – значение ошибочно по методу 1.

Алгоритм применяется на каждой станции и на каждой глубине отдельно.

Метод 2. Проверка на сигмы

Идея метода заключается в том, что при отсутствии ошибок в исходных данных среднееквадратическое отклонение (σ) всех исходных данных температуры характеризует наиболее вероятные пределы отклонений исходных данных от среднего значения (от нормы). В связи с этим метод 2 применяется после метода 1 к данным, которые признаны корректными по методу 1. Это позволяет снизить влияние грубых ошибок на вычисление среднееквадратического отклонения (σ). В интервале $\pm 4\sigma$ (количество сигм подобрано эмпирически) от среднего значения находятся практически все правильные исходные данные (в предположении, что температура имеет нормальное распределение).

Алгоритм работы метода 2

1. Составляется выборка суточных значений температуры для каждого отдельного дня года с 1963 по 2008 год (т.е. за все годы ряд температуры на 1 января, ряд на 2 января и т.д.). Таким образом, были получены многолетние выборки суточной температуры почвогрунтов на каждый день за 1963–2008 гг., всего получено 365 выборок. В каждой выборке мы имеем максимум 46 значений суточной температуры почвогрунтов (46 значений возможны только в идеальном случае, при отсутствии пропусков данных). Если из 46 значений есть хотя бы 10, то в дальнейшем вычисляются норма N и среднееквадратическое отклонение σ , т.е. контроль осуществляется; если же значений меньше 10, то всем этим значениям присваивается признак качества 6, означающий, что этим методом контроля данное значение не исследовалось.

2. Для каждой выборки вычисляется значение нормы N и среднееквадратическое отклонение σ . Затем каждое значение температуры T из данной выборки проверяется, чтобы оно не выходило за пределы:

$$(N - 4\sigma) \leq T \leq (N + 4\sigma).$$

Если значение температуры T больше или меньше установленных пределов, то оно принимается ошибочным и для него ставится признак качества 2 (ошибка по методу 2), если T не выходит за пределы, то остается признак качества 0 (значение корректно).

3. Шаг № 2 повторяется для каждой из 365 выборок, и, таким образом, обрабатываются многолетние ряды по каждому дню года.

Метод 3. Проверка на связанность соседних по времени значений

Значения температуры в соседние дни не могут сильно отличаться друг от друга из-за инерционности изменения температуры почвогрунтов. Это свойство используется для выявления скачкообразных ошибок при анализе последовательных дней.

Идея метода заключается в том, чтобы проверить каждое суточное значение температуры на допустимые пределы отклонений от линейного изменения температуры между предыдущим и последующим днями.

Для проверки каждого суточного значения температуры вычисляется соответствующее ему интерполированное значение температуры между предыдущим и последующим днями. То есть, например, для проверки температуры 2 января вычисляется интерполированное значение t_i на этот день по данным за 1 января T_{i-1} и 3 января T_{i+1} .

$$t_i = (T_{i+1} - T_{i-1})/2,$$

где i – номер дня года;

T_{i+1} – температура в последующий день;

T_{i-1} – температура в предшествующий день;

t_i – интерполированная температура на проверяемый день.

Вычисленное t_i и фактическое T_i значения на 2 января могут отличаться в некоторых пределах. Необходимо определить допустимые пределы величины $\Delta T_i = T_i - t_i$, при которых T_i можно признать правильным значением. Допустимые пределы определяются по анализу среднеквадратического отклонения $\sigma_0(i)$ значений ΔT_i на проверяемый день за все годы. Если ΔT_i выходит за установленные пределы $\pm 4\sigma_0(i)$, то соответствующее проверяемое значение температуры признается некорректным (в нашем примере некорректным признается исходное значение на 2 января).

Метод 3 применяется после метода 1 к данным, которые признаны корректными по методу 1. Это позволяет снизить влияние грубых ошибок на вычисление среднеквадратического отклонения $\sigma_0(i)$. Интервал $\pm 4\sigma_0$ подобран эмпирически.

Алгоритм работы метода 3

1. Выполняется интерполяция температуры между суточными значениями с пропуском одного дня, на пропущенный день

$$t_i = (T_{i+1} - T_{i-1})/2.$$

2. Вычисляется разность ΔT между фактическим значением в пропущенный день и интерполированным на этот же день значением

$$\Delta T_i = T_i - t_i.$$

3. Составляется выборка разностей ΔT_i для каждого отдельного дня года с 1963 по 2008 год.

Таким образом, были получены многолетние выборки разностей ΔT_i суточной температуры почвогрунтов на каждый день за 1963–2008 гг., всего получено 365 выборок. В каждой выборке мы имеем максимум 46 значений разностей температур (46 значений возможны только в идеальном случае, при отсутствии пропусков данных). Если из 46 значений есть хотя бы 10, то в дальнейшем осуществляется контроль, если же значений меньше 10, то всем этим значениям присваивается признак качества 7, означающий, что этим методом контроля данное значение не исследовалось.

4. Для каждой выборки вычисляется среднеквадратическое отклонение $\sigma_0(i)$. Затем каждое значение температуры ΔT_i из данной выборки проверяется на пределы: $-4\sigma_0(i) \leq \Delta T_i \leq +4\sigma_0(i)$. Если значение температуры ΔT_i больше или меньше установленных пределов, то оно принимается ошибочным и ставится признак качества 3 (ошибка по методу 3), если ΔT_i не выходит за пределы, то остается признак качества 0 (значение корректно).

5. Шаг № 4 повторяется для каждой из 365 выборок, и таким образом обрабатываются многолетние ряды по каждому дню года.

Метод 4. Проверка соседних значений на ошибку обратного знака

Метод 4 является дополнительным к первым трем методам. Это очень простой метод контроля, призванный найти единичные ошибки «в знаке» значения.

В исходном массиве очень редко встречаются такие ошибки, когда в ряду положительных температур вдруг попадает такое же по величине число, но с обратным знаком.

Метод 4 применяется, как и метод 1, к исходному массиву в отличие от методов 2 и 3, которые применяются к массиву, контролирурованному методом 1.

В каждом из трех последовательных значений температуры проверяется соответствие знака второго значения со знаком первого и третьего значений температуры. Если знак второго значения отличается, то выполняются сравнение значений, чтобы определить, переход ли это через $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ (т.е. корректное значение) или же это появление одиночного резкого выброса (т.е. появление ошибки).

Конечно, возможно появление неверного знака и в других различных сочетаниях, например появление двух последовательных чисел с неверным знаком подряд и т. д. – такие ситуации этот метод не учитывает, но такие ситуации редкие.

Алгоритм работы метода 4

Вся обработка проводится по последовательным трем дням скользящим образом со сдвигом на 1 день.

1. Для проверки температуры T_i в заданный день с номером i выбираются три последовательных значения суточной температуры: T_{i-1} , T_i , T_{i+1} .

2. T_i проверяется на соответствие его знака с предыдущим и последующим значениями. Если знак значения T_i совпадает со знаками T_{i-1} и T_{i+1} , то значение признается корректным. Различия в знаке могут быть корректными, если в рассматриваемые дни действительно происходит переход температуры через нуль. В этом случае различия в соседних значениях температуры будут небольшими.

Если знак значения T_i отличается от знаков T_{i-1} и T_{i+1} , то выполняется количественная оценка разности $d = T_{i-1} - T_i$. Для глубин до 80 см принято допустимое значение d по модулю не более $5\text{ }^{\circ}\text{C}$, а для глубин более 80 см принято допустимое значение d по модулю не более $2\text{ }^{\circ}\text{C}$. Если T_i дает значение d больше установленных допустимых значений, то T_i принимается ошибочным и ставится признак качества 4 (ошибка по методу 4).

3. Номер дня увеличивается на единицу, и рассматриваются три последовательных значения суточной температуры T_{i-1} , T_i ,

T_{i+1} с новыми номерами. Если признак качества значений отличен от 4, то шаг № 2 повторяется для этой выборки.

Последовательное применение четырех методов позволяет выявить существенную часть ошибок.

В процессе проведения контроля визуальный графический анализ выборочных выявленных ошибок показал, что совокупность предложенных четырех методов в большинстве случаев позволила правильно идентифицировать ошибочные значения. Вместе с тем некоторого рода ошибки остались не зафиксированы ни одним из четырех методов. К таким незафиксированным ошибкам относится последовательность явно ошибочных одинаковых в течение нескольких месяцев значений, укладываемых в предельные значения. Но такие ошибки единичны, происхождение их не выяснено.

В целом, предложенные методы показали хорошую чувствительность к ошибкам разного происхождения. Они универсальны по применимости к другим временным рядам, обладающим определенной инерционностью межгодовых и межсуточных изменений. Однако для каждого метеорологического ряда необходима своя настройка критериев, которые зависят как от длины ряда, так и от характера исследуемых физических величин.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 11-05-00691)

Литература

1. Алдухов О.А. Комплексный контроль аэрологических данных ПГЭП уровня II // Метеорология и гидрология. 1983, № 12. С. 94–102.
2. Апарин Б.В., Ковалев Н.П., Пуголовкин В.В. и др. Организация семантического контроля данных в автоматизированной системе первичной обработки метеорологической информации станций // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 1985. Вып. 127. С. 3–10.
3. Пуголовкин В.В., Степаненко С.Р. Методические основы построения внутристанционного контроля метеорологической информации // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 1990. Вып. 155. С. 61–71.
4. Шаймарданов М.З., Пуголовкин В.В. Автоматизированные системы и технологии сбора, обработки и накопления данных гидрометеорологических наблюдений. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 2002. 226 с.
5. Шерстюков А.Б. Массив суточных данных о температуре почвогрунтов на глубинах до 320 см по метеорологическим станциям Российской Федерации // Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». Вып. 176 (ст. в наст. сб.).

**МАССИВ СУТОЧНЫХ ДАННЫХ О ТЕМПЕРАТУРЕ
ПОЧВОГРУНТОВ НА ГЛУБИНАХ ДО 320 СМ
ПО МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИМ СТАНЦИЯМ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

Введение

Температура почвогрунтов играет важную роль в происходящих в них физических, химических и биологических процессах. Необходимость изучения термических характеристик почвогрунтов во взаимосвязи с другими факторами окружающей среды научным сообществом осознана давно.

Гидрометеорологической службой России за более чем столетний период наблюдений собран огромный массив данных о температуре почвогрунтов. Старейшие метеорологические станции на территории страны были организованы еще в XVIII в., но измерения температуры почвогрунтов долгое время в программу наблюдений не входили. Наблюдения за температурой почвогрунтов на глубинах и сейчас не входят в перечень стандартных метеорологических наблюдений, поэтому выполняются на ограниченном числе метеорологических станций [1].

В последние годы возник интерес к использованию имеющихся длительных рядов наблюдений за температурой почвогрунтов на гидрометеорологических станциях для оценки многолетних термических изменений в почвогрунтах, их пространственных особенностей [2, 3], а также для исследования влияния этих изменений на устойчивость зданий и сооружений в районах распространения многолетней мерзлоты [3]. Однако часто анализ проводился по выборочным гидрометеорологическим станциям, а ряды наблюдений, по которым ранее проводились исследования, не охватывали последние годы.

До недавнего времени серьезной проблемой была доступность массивов наблюдений за температурой почвогрунтов и возможность их анализа при помощи компьютерных средств.

Созданный массив данных о температуре почвогрунтов на глубинах в некоторой степени снимает эти проблемы, появилась

возможность оценить изменение пространственного положения характерных изотерм в почвогрунтах за последние годы (1963–2008 гг.), рассчитать тренды температур в почвогрунтах, вычислить изменения глубины сезонного протаивания и т.д. Сведения о температуре почвогрунтов более точно отражают одно из условий существования мерзлоты на глубинах, чем сведения о температуре воздуха, которые более доступны. В совокупности с суточными данными о температуре воздуха можно изучать корреляции между этими температурами и оценивать, как температура воздуха влияет на температуру почвогрунтов.

Наблюдения за температурой почвогрунтов

Под естественным покровом температура почвы и грунта измеряется на глубинах 2, 5, 10, 15, 20, 40, 80, 120, 160, 320 см с помощью дистанционных электрических термометров М-54-1; при отсутствии установки М-54-1 для измерения температуры на глубинах 20, 40, 80, 120, 160, 240, 320 см применяются вытяжные почвенно-глубинные ртутные термометры. Следует отметить, что электрические термометры М-54-1 применялись очень непродолжительный период времени.

Основные глубины наблюдений за температурой почвогрунтов под естественной поверхностью (по вытяжным термометрам) – 20, 40, 80, 160 и 320 см, дополнительные – 60 см (в 1960-х гг. вышла из употребления), 120 см и 240 см.

Наблюдения по вытяжным термометрам на глубинах 80–320 см производятся в течение всего года один раз в сутки в срок, ближайший к 14 ч поясного декретного (зимнего) времени. Наблюдения на глубинах 20 и 40 см в теплую половину года производятся в единые синхронные сроки. Зимой, когда высота снежного покрова достигает 15 см и более, наблюдения производятся один раз в сутки в срок, ближайший к 14 ч поясного декретного (зимнего) времени. Наблюдения в единые синхронные сроки возобновляются весной при высоте снежного покрова менее 5 см.

Описание массива

Массив данных содержит суточные значения температуры почвогрунтов на глубинах до 320 см под естественным покровом, полученные на метеорологических станциях Российской Федерации за последние четыре десятилетия (рис. 1).

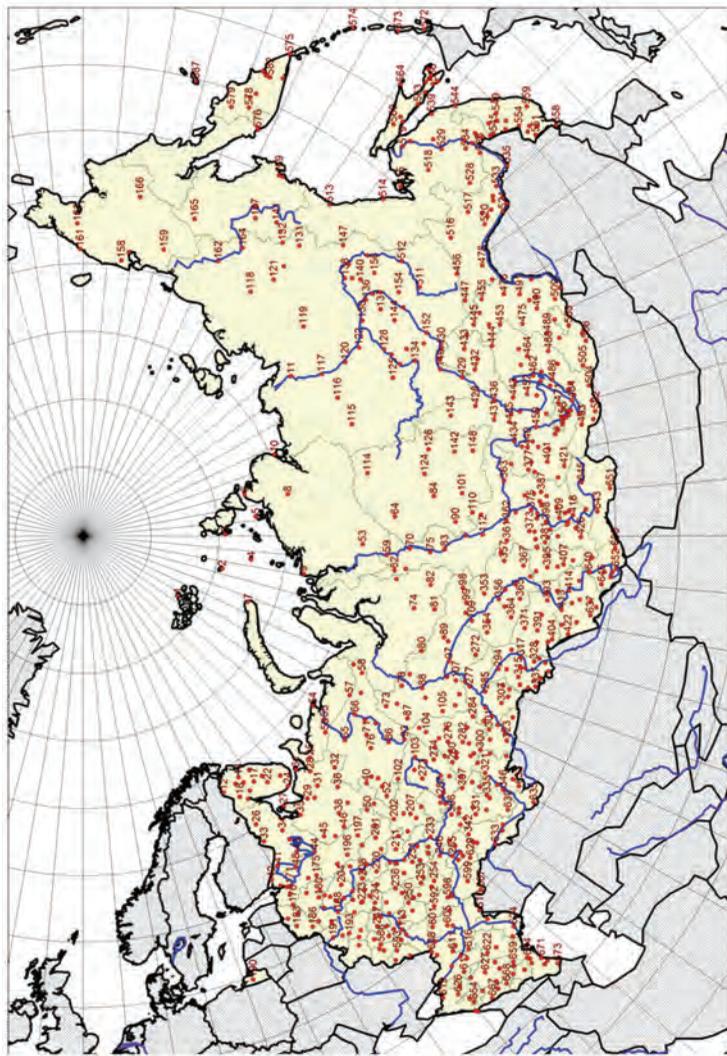


Рис. 1. Карта расположения станций

Наблюдения на станциях Российской Федерации начинались не одновременно. В связи с этим период наблюдений на станциях различен, поэтому самый ранний год в массиве 1963-й, а заканчивается текущая версия массива в 2008 году (см. табл.).

В массиве содержится температура почвогрунтов под естественным покровом на глубинах 2, 5, 10, 15, 20, 40, 60, 80, 120, 160, 240, 320 см.

В наблюдениях по причинам, не всегда известным, возникали перерывы на отдельных глубинах или на всех глубинах одновременно, а в архивах в это время возникали пропуски в данных. Иногда эти пропуски в данных совпадают с различными историческими событиями и переходными моментами в развитии страны.

Кроме того, в архивах, созданных во ВНИИГМИ-МЦД на основе перфокартотек до 1976 года, имеются сравнительно большие пропуски в данных о температуре почвогрунтов, так как со времени их создания (1970-е гг.) до ввода в ЭВМ и создания в 1980-х годах архивных файлов перфокартотеки деградировали из-за старения основы (перфокарт) и хранения в неподходящих условиях.

При создании массива проводился контроль качества исходных данных, методы контроля описаны в настоящем сборнике в работе [4].

В ходе выполнения контроля никакие из исходных данных не были исправлены, результатом контроля являются только признаки качества каждого значения. Это сделано специально, чтобы каждый пользователь этого массива мог иметь возможность дополнительно проводить свой контроль и принимать свое решение относительно достоверности того или иного значения. Следует помнить, что выполненные методы контроля могли пропустить некоторые ошибочные значения, т.е. признаки качества, характеризующие то или иное значение, носят рекомендательный характер.

Т а б л и ц а

Метеорологические станции с данными
о температуре почвогрунтов

№ п/п	Индекс ВМО	Координатный номер	Название станции	Широта (град.)	Долгота (град.)	Начальный год	Конечный год
001	20049	8185800	О.Рудольфа	81,80	58,00	1989	1995
002	20069	7957700	О.Визе	79,50	76,98	1989	2008
003	20087	7969060	О.Голомянный	79,55	90,62	1989	2008

Продолжение табл.

№ п/п	Индекс ВМО	Координатный номер	Название станции	Широта (град.)	Долгота (град.)	Начальный год	Конечный год
004	20274	7758220	О.Уединения	77,50	82,23	1989	1996
005	20289	7729640	Русский	77,20	96,40	1989	1998
006	20292	7770431	Им.Е.К.Федорова	77,72	104,30	1977	2008
007	20353	7706860	Мыс Желания	76,95	68,55	1989	1996
008	20594	7460141	Таймыр,озеро	74,60	101,42	1977	1995
009	20674	7358040	О.Диксон	73,50	80,40	1977	2008
010	21504	7471291	О.Преображения	74,70	112,90	1989	1996
011	21921	7072741	Кюсюр	70,68	127,40	1977	2000
012	22100	6852890	Верховье р.Лотты	68,50	28,90	1977	2008
013	22106	6863180	Падун	68,60	31,80	1977	2008
014	22112	6893300	Кола	68,90	33,00	1977	1983
015	22119	6843330	Пулозеро	68,35	33,30	1977	1995
016	22123	6893560	Туманная	68,90	35,60	1977	2008
017	22127	6803500	Ловозеро	68,00	35,03	1980	1988
018	22205	6763120	Ена	67,60	31,20	1977	1987
019	22213	6763340	Апатиты	67,60	33,40	1979	2008
020	22217	6713240	Кандалакша	67,15	32,35	1963	2008
021	22232	6793690	Колмьявр	67,98	36,93	1977	2005
022	22235	6743710	Краснощелье	67,35	37,05	1965	2008
023	22249	6713970	Каневка	67,13	39,67	1977	2008
024	22349	6623950	Пялица	66,18	39,53	1977	2008
025	22376	6664590	Вижас	66,63	45,88	1977	1991
026	22408	6523120	Калевала	65,22	31,17	1976	2008
027	22438	6523680	Жижгин,остров	65,20	36,82	1965	2008
028	22471	6594420	Мезень	65,87	44,22	1964	2008
029	22550	6464050	Архангельск	64,50	40,73	1965	2008
030	22559	6424170	Холмогоры	64,20	41,70	1977	2008
031	22563	6474340	Пинег	64,70	43,40	1976	2008
032	22583	6484770	Койнас	64,75	47,65	1963	2008
033	22602	6383080	Реболы	63,83	30,82	1963	2008
034	22621	6373430	Сегежа	63,77	34,28	1976	2008
035	22641	6393810	Онега	63,90	38,12	1963	2008
036	22676	6364560	Сура	63,58	45,63	1976	2008
037	22721	6293440	Медвежьегорск	62,90	34,40	1976	2008
038	22768	6214290	Шенкурск	62,10	42,90	1976	2008
039	22778	6224500	Верхняя Тойма, АМСГ	62,20	45,00	1976	2008
040	22798	6224910	Яренск	62,17	49,12	1976	2008
041	22802	6173070	Сортавала	61,72	30,72	1963	2008

Продолжение табл.

№ п/п	Индекс ВМО	Координатный номер	Название станции	Широта (град.)	Долгота (град.)	Начальный год	Конечный год
042	22806	6102890	Лесогорский	61,00	28,90	1976	2008
043	22820	6183440	Петрозаводск	61,82	34,27	1963	2008
044	22837	6103650	Вытегра	61,03	36,45	1963	2008
045	22845	6153900	Каргополь	61,52	38,93	1976	2008
046	22867	6114210	Вельск	61,10	42,10	1976	2008
047	22896	6032960	Рощино	60,30	29,60	1977	1997
048	22912	6093290	Олонец	60,90	32,90	1976	2008
049	22951	6094030	Коноша	60,98	40,27	1976	2008
050	22981	6084630	Великий Устюг	60,77	46,28	1976	2004
051	22983	6074760	Лальск	60,70	47,60	1988	2008
052	22996	6044970	Объячево	60,37	49,65	1976	2008
053	23078	6938830	Норильск (Тайм. ЦГМС)	69,33	88,30	1977	2008
054	23103	6895380	Ходовариха	68,93	53,77	1977	1986
055	23205	6775300	Нарьян-Мар	67,65	53,02	1986	2008
056	23207	6705120	Коткино	67,00	51,20	1976	2008
057	23219	6715940	Хоседа-Хард	67,08	59,38	1977	1996
058	23220	6716410	Елецкая	67,05	64,07	1976	2008
059	23274	6758660	Игарка	67,47	86,57	1977	2008
060	23324	6646080	Петрунь	66,43	60,77	1976	2008
061	23361	6674250	Моржовец	66,70	42,50	1976	2008
062	23363	6688380	Советская Речка	66,82	83,80	1977	1998
063	23365	6668230	Сидоровск	66,60	82,30	1978	1997
064	23383	6699350	Агата	66,88	93,47	1977	1993
065	23405	6555220	Усть-Цильма	65,47	52,25	1963	2008
066	23412	6605690	Усть-Уса	65,97	56,92	1976	2008
067	23418	6515710	Печора	65,12	57,10	1963	2008
068	23423	6796480	Хальмер-Ю	67,90	64,80	1977	1994
069	23463	6598430	Янов Стан	65,98	84,27	1977	1993
070	23472	6588790	Туруханск	65,78	87,93	1963	2008
071	23514	6445520	Ираель	64,40	55,20	1976	2008
072	23518	6435760	Усть-Щугор	64,30	57,60	1976	2008
073	23527	6436090	Саранпауль	64,28	60,88	1978	2008
074	23552	6497780	Тарко-Сале	64,92	77,82	1978	2008
075	23578	6428750	Верещагино	64,23	87,47	1977	2008
076	23606	6365380	Ухта	63,55	53,82	1965	2008
077	23625	6376190	Сосьва	63,65	62,10	1978	2008
078	23631	6396510	Березово	63,93	65,05	1963	2008
079	23632	6376720	Казым	63,72	67,23	1978	2008

Продолжение табл.

№ п/п	Индекс ВМО	Координатный номер	Название станции	Широта (град.)	Долгота (град.)	Начальный год	Конечный год
080	23644	6357140	Нумто	63,50	71,40	1978	1990
081	23656	6347830	Халесовая	63,38	78,32	1978	1992
082	23662	6398210	Толька	63,98	82,08	1978	2008
083	23678	6328800	Верхнеимбатск	63,15	87,95	1977	1997
084	23691	6389650	Учами	63,82	96,45	1977	1990
085	23707	6225040	Усть-Вымь	62,20	50,40	1976	2008
086	23711	6275620	Троицко-Печорское	62,70	56,20	1963	2008
087	23724	6246090	Няксимволь	62,43	60,87	1963	2008
088	23734	6256610	Октябрьское	62,45	66,05	1978	2008
089	23748	6227450	Когалым	62,18	74,48	1989	2008
090	23788	6239210	Кузьмовка	62,32	92,12	1977	1997
091	23804	6175090	Сыктывкар	61,72	50,85	1967	2008
092	23807	6115030	Пустошь	61,10	50,30	1976	2008
093	23813	6185790	Усть-Унья	61,80	57,90	1977	1994
094	23823	6196490	Воньеган	61,92	64,92	1978	2008
095	23827	6136050	Бурмантово	61,30	60,50	1964	1975
096	23843	6187410	Ермаково	61,80	74,10	1978	1988
097	23847	6137120	Сытомино	61,30	71,30	1978	2008
098	23862	6188220	Корлики	61,53	82,40	1978	2008
099	23867	6138010	Ларьяк	61,10	80,25	1978	2008
100	23884	6169020	Бор	61,60	90,02	1977	2008
101	23891	6179640	Байкит	61,67	96,37	1977	1994
102	23905	6055260	Усть-Черная	60,50	52,60	1978	2001
103	23914	6045650	Чердынь	60,40	56,52	1964	1975
104	23921	6076040	Ивдель	60,68	60,45	1963	2008
105	23929	6036420	Шаим	60,30	64,20	1978	2008
106	23933	6106900	Ханты-Мансийск	61,02	69,03	1963	2008
107	23939	6036900	Алтай	60,30	69,00	1978	2008
108	23953	6107880	Ваховск	61,00	78,80	1985	2008
109	23955	6047790	Александровское	60,43	77,87	1963	2008
110	23982	6109340	Вельмо	61,00	93,40	1977	2003
111	23986	6049300	Северо-Енисейский	60,38	93,03	1977	2008
112	23987	6039020	Ярцево	60,28	90,17	1977	1996
113	24026	5223920	Конь-Колодезь	52,20	39,20	1973	2008
114	24105	6850241	Ессей	68,47	102,37	1977	1993
115	24125	6851241	Оленек	68,50	112,43	1966	2008
116	24136	6861831	Сухана	68,62	118,33	1977	2002
117	24143	6872401	Джарджан	68,73	124,00	1977	2008
118	24197	6824541	Дружина	68,20	145,40	1977	1993

Продолжение табл.

№ п/п	Индекс ВМО	Координатный номер	Название станции	Широта (град.)	Долгота (град.)	Начальный год	Конечный год
119	24266	6763341	Верхоянск	67,57	133,40	1964	2008
120	24343	6682341	Жиганск	66,77	123,40	1964	2008
121	24382	6654321	Усть-Мома	66,45	143,23	1977	2008
122	24449	6532411	Бестях, звероферма	65,30	124,12	1977	2008
123	24488	6524321	Предпорожная	65,20	143,20	1977	1991
124	24507	6430021	Тура	64,27	100,23	1977	1997
125	24538	6421691	Чумпурук	64,23	116,92	1977	2008
126	24606	6360391	Кислокан	63,58	103,97	1977	1998
127	24639	6331831	Нюрба	63,28	118,33	1977	2008
128	24641	6382161	Виллойск	63,78	121,62	1964	2008
129	24644	6352031		63,50	120,30	1977	2008
130	24652	6392751	Сангары, АМСГ	63,90	127,50	1977	2007
131	24688	6334321	Оймякон	63,25	143,15	1963	2008
132	24691	6384561	Делянкир	63,80	145,60	1977	2008
133	24698	6324691	Аркагала	63,20	146,90	1977	1988
134	24738	6221771	Сунтар	62,15	117,65	1964	2008
135	24739	6231991	Чаингда	62,30	119,90	1977	1991
136	24753	6272971	Намцы	62,70	129,70	1977	2008
137	24758	6232711	Бердигестях	62,30	127,10	1977	2008
138	24763	6283441	Крест-Хальджай	62,80	134,40	1977	2008
139	24766	6243361	Ытык-Кель, АМСГ	62,40	133,60	1977	1998
140	24768	6203261	Чурапча	62,03	132,60	1977	2008
141	24790	6284811	Сусуман	62,78	148,17	1977	2008
142	24802	6170271	Стрелка Чуны	61,70	102,70	1977	1999
143	24817	6130791	Ербогачен	61,27	108,02	1963	2008
144	24843	6192461	Тонгулах	61,92	124,55	1977	2008
145	24856	6152921	Покровск	61,50	129,20	1977	2008
146	24871	6193551	Охотский Перевоз	61,87	135,50	1977	2008
147	24878	6113801	Аллах-юнь, АМСГ	61,10	138,00	1977	2000
148	24908	6030231	Ванавара	60,33	102,27	1963	2008
149	24923	6071491	Ленск	60,72	114,88	1985	2008
150	24933	6091931	Килеер	60,95	119,30	1988	2008
151	24934	6051621	Нюя	60,50	116,20	1977	1988
152	24944	6042041	Олекминск	60,37	120,42	1964	2008
153	24951	6082531	Исить	60,82	125,32	1964	2008
154	24958	6042751	Добролет	60,40	127,50	1977	1992
155	24959	6202971	Якутск	62,02	129,72	1964	2008
156	24962	6093191	Амга, АМСГ	60,90	131,90	1977	2008

Продолжение табл.

№ п/п	Индекс ВМО	Координатный номер	Название станции	Широта (град.)	Долгота (град.)	Начальный год	Конечный год
157	24966	6043451	Усть-Мая	60,38	134,45	1964	2008
158	25055	6967201	Красноармейский	69,55	172,03	1987	1995
159	25138	6816421	Островное	68,12	164,17	1977	2008
160	25151	6897081	Чаун	68,88	170,78	1977	2004
161	25173	6897943	Мыс Шмидта	68,90	180,60	1987	1995
162	25206	6755371	Среднеколымск	67,45	153,72	1977	2008
163	25372	6707893	Амгуэма,87-й км	67,00	181,07	1977	1995
164	25400	6575091	Зырянка	65,73	150,90	1977	2008
165	25428	6526051	Омолон	65,23	160,53	1988	2008
166	25551	6477041	Марково	64,68	170,42	1963	2008
167	25608	6335141	Каньон	63,30	151,40	1977	1986
168	25705	6255231	Среднекан	62,45	152,32	1977	2005
169	25912	5965131	Ола	59,60	151,30	1986	2008
170	25913	5955071	Магадан, Нагаева бухта	59,55	150,78	1963	2008
171	26061	5993070	Воейково	59,90	30,70	1976	2008
172	26063	6003030	Санкт-Петербург	59,97	30,30	1963	2008
173	26069	5943010	Белогорка	59,35	30,13	1976	2008
174	26094	5973360	Тихвин	59,65	33,55	1976	2008
175	26099	5953470	Ефимовская	59,50	34,70	1963	2008
176	26167	5862980	Николаевское	58,57	29,80	1976	2008
177	26184	5883220	Малая Вишера	58,80	32,20	1987	2008
178	26258	5782820	Псков	57,82	28,33	1993	2005
179	26268	5782990	Дно	57,80	29,90	1977	1985
180	26289	5803330	Валдай	58,00	33,30	1977	1998
181	26291	5843390	Боровичи	58,40	33,90	1977	1994
182	26298	5793410	Бологое	57,90	34,10	1976	2008
183	26359	5702890	Пушкинские Горы	57,02	28,90	1976	2008
184	26389	5713310	Осташков	57,13	33,12	1977	2008
185	26393	5763460	Вышний Волочек	57,55	34,57	1976	2008
186	26477	5643060	Великие Луки	56,35	30,62	1963	2008
187	26479	5653160	Торопец	56,48	31,63	1977	2008
188	26498	5633430	Ржев	56,27	34,32	1976	2003
189	26585	5593290	Белый	55,85	32,95	1976	2008
190	26703	5472110	Гвардейск	54,70	21,10	1977	1987
191	26781	5483210	Смоленск	54,80	32,07	1963	2008
192	26783	5463320	Ельня	54,57	33,17	1993	2008
193	26795	5443400	Спас-Деменск	54,42	34,02	1965	2008

Продолжение табл.

№ п/п	Индекс ВМО	Координатный номер	Название станции	Широта (град.)	Долгота (град.)	Начальный год	Конечный год
194	26896	5383470	Жиздра	53,75	34,73	1968	2008
195	26898	5323430	Брянск,АМСГ	53,22	34,18	1963	2008
196	27037	5933990	Вологда,Прилуки	59,32	39,87	1971	2008
197	27051	6004280	Тотьма	59,88	42,75	1976	2008
198	27066	5954550	Никольск	59,53	45,47	1976	2008
199	27113	5913790	Череповец	59,25	37,97	1976	2008
200	27143	5914230	Солигалич	59,10	42,30	1977	1992
201	27164	5884430	Кологрив	58,82	44,32	1963	2008
202	27185	5884790	Даровское	58,80	47,90	1963	2008
203	27196	5854970	Киров,АМСГ	58,52	49,32	1963	2008
204	27217	5783670	Бежецк	57,80	36,70	1977	1996
205	27223	5853910	Пошехонье-Володарск	58,48	39,13	1968	2008
206	27259	5794380	Макарьев	57,90	43,77	1963	2008
207	27296	5814990	Кумены	58,10	49,90	1984	2008
208	27329	5723940	Ростов	57,20	39,42	1965	2008
209	27331	5763980	Ярославль,Карачиха	57,63	39,90	1977	2004
210	27333	5784090	Кострома	57,77	41,03	1963	2008
211	27369	5714520	Красные Баки	57,13	45,17	1963	2008
212	27373	5774660	Шахунья	57,67	46,63	1965	2008
213	27385	5744790	Яранск	57,37	47,92	1963	2008
214	27393	5764990	Нолинск	57,55	49,95	1963	2008
215	27401	5703500	Торжок	57,00	35,00	1976	2008
216	27402	5693590	Тверь	56,87	35,92	1976	2008
217	27412	5693740	Савелово	56,90	37,40	1977	1994
218	27417	5633680	Клин	56,35	36,75	1977	1989
219	27428	5643880	Александров	56,40	38,75	1965	2008
220	27441	5694140	Шуя	56,90	41,40	1963	2008
221	27453	5674340	Городец(Волжск. ГМО)	56,68	43,43	1964	2008
222	27467	5634400	Н.Новгород,мыза	56,30	44,00	1963	2008
223	27503	5583750	Москва,Балчуг	55,80	37,50	1977	2008
224	27509	5553600	Можайск	55,52	36,00	1976	2008
225	27513	5583740	Москва,Крылатское	55,80	37,40	1977	2008
226	27519	5583760	Москва,им.Михельсона	55,80	37,60	1977	2008
227	27523	5583870	Павловский Посад	55,80	38,70	1977	2008
228	27532	5614040	Владимир,АМСГ	56,10	40,40	1986	2008
229	27553	5634380	Нижний Новгород,АМСГ	56,37	43,82	1977	2005

Продолжение табл.

№ п/п	Индекс ВМО	Координатный номер	Название станции	Широта (град.)	Долгота (град.)	Начальный год	Конечный год
230	27563	5614500	Лысково	56,10	45,00	1963	2008
231	27577	5554550	Сергач	55,53	45,50	1963	2008
232	27581	5614710	Чебоксары	56,08	47,33	1963	2008
233	27598	5584930	Казань,ЦГМС	55,80	49,30	1963	2008
234	27625	5513870	Коломна	55,13	38,73	1976	2008
235	27627	5483820	Кашира	54,80	38,20	1977	1989
236	27648	5504180	Елаьта	54,95	41,77	1963	2008
237	27653	5544370	Арзамас	55,37	43,78	1963	2007
238	27675	5524630	Поречкое	55,18	46,33	1967	2008
239	27683	5544820	Большие Кайбицы	55,40	48,20	1977	2008
240	27685	5514760	Батырево	55,10	47,60	1963	2008
241	27707	5413530	Сухиничи	54,10	35,35	1964	2008
242	27719	5423760	Тула	54,23	37,62	1984	2008
243	27731	5463980	Рязань,Сысоево,АС	54,60	39,80	1965	2008
244	27745	5444190	Сасово	54,35	41,97	1965	2008
245	27760	5424510	Саранск	54,12	45,15	1963	1970
246	27786	5434830	Ульяновск	54,32	48,33	1988	2008
247	27814	5363720	Плавск	53,60	37,20	1986	2008
248	27821	5403820	Узловая	54,00	38,20	1977	1993
249	27823	5383930	Павелец	53,78	39,25	1963	2008
250	27848	5354180	Моршанск	53,45	41,80	1977	2008
251	27857	5354260	Земетчино	53,48	42,63	1977	2008
252	27858	5334330	Пачелма	53,33	43,32	1977	2008
253	27861	5394440	Инсар	53,90	44,40	1963	1970
254	27877	5334570	Городище	53,30	45,70	1977	2008
255	27890	5354950	Тольятти	53,53	49,30	1976	2008
256	27906	5303590	Орел,АМСГ	52,93	36,00	1963	2008
257	27921	5323810	Ефремов	53,15	38,12	1965	2008
258	27928	5273850	Елец	52,63	38,52	1965	2008
259	27930	5263960	Липецк,АМСГ	52,73	39,52	1963	2008
260	27935	5294050	Мичуринск	52,88	40,33	1977	1999
261	27947	5274150	Тамбов	52,80	41,50	1977	2008
262	27962	5324500	Пенза,ГМО	53,12	45,02	1977	2008
263	27995	5304940	Безенчук	53,00	49,40	1977	2008
264	28013	5995500	Коса	59,90	55,00	1971	2008
265	28028	5945660	Березники	59,55	56,83	1963	2002
266	28036	5955920	Кытлым	59,50	59,20	1982	1996
267	28044	5966060	Серов	59,60	60,60	1978	1993
268	28049	5946230	Гари	59,43	62,33	1978	2002

Продолжение табл.

№ п/п	Индекс ВМО	Координатный номер	Название станции	Широта (град.)	Долгота (град.)	Начальный год	Конечный год
269	28064	5966580	Леуши	59,62	65,72	1963	2008
270	28066	5976740	Кондинское	59,65	67,38	1978	1991
271	28076	5966930	Демьянское	59,60	69,28	1978	2008
272	28097	5957330	Таурово	59,50	73,30	1978	2007
273	28116	5905470	Кудымкар	59,02	54,65	1978	1988
274	28131	5915770	Кизел	59,10	57,70	1963	1980
275	28138	5855890	Бисер	58,52	58,85	1963	2008
276	28144	5896080	Верхотурье	58,87	60,78	1968	1975
277	28172	5926890	Уват	59,17	68,92	1978	2008
278	28224	5805640	Пермь	58,00	56,40	1963	2008
279	28233	5835980	Кушва	58,30	59,80	1967	1978
280	28238	5785870	Кын	57,80	58,70	1963	1974
281	28240	5796010	Нижний Тагил	57,88	60,07	1965	2008
282	28248	5796170	Алапаевск	57,87	61,70	1966	2008
283	28255	5816370	Туринск	58,05	63,68	1978	2008
284	28264	5816540	Тавда	58,05	65,35	1967	2008
285	28278	5796900	Вагайское	57,90	69,00	1989	1999
286	28302	5785150	Уни	57,80	51,50	1963	2008
287	28318	5715410	Воткинск	57,10	54,10	1964	2008
288	28319	5715480	Ножовка	57,08	54,75	1978	1998
289	28326	5745690	Кунгур	57,42	56,93	1965	1975
290	28333	5775950	Висим	57,70	59,50	1964	2008
291	28346	5746190	Артемовский	57,40	61,90	1967	2008
292	28366	5746710	Ярково	57,42	67,08	1978	2008
293	28367	5716540	Тюмень	57,12	65,43	1978	2008
294	28383	5757240	Тевриз	57,52	72,40	1978	2008
295	28411	5695330	Ижевск	56,83	53,45	1977	1989
296	28418	5655380	Сарапул	56,47	53,73	1963	2008
297	28434	5665780	Красноуфимск	56,65	57,78	1963	2008
298	28440	5686060	Екатеринбург	56,83	60,63	1978	1994
299	28445	5676110	Верхнее Дуброво	56,70	61,10	1965	2008
300	28449	5646190	Каменск-Уральский	56,40	61,90	1967	1982
301	28456	5656470	Шатрово	56,50	64,70	1966	2008
302	28465	5676640	Ялуторовск	56,70	66,40	1978	2008
303	28478	5646840	Гольшманово	56,42	68,42	1978	2008
304	28481	5687060	Викулово	56,82	70,62	1978	2008
305	28491	5697270	Большие Уки	56,90	72,70	1978	2008
306	28517	5565310	Мензелинск, АМСГ	55,60	53,10	1977	2008

Продолжение табл.

№ п/п	Индекс ВМО	Координатный номер	Название станции	Широта (град.)	Долгота (град.)	Начальный год	Конечный год
307	28522	5615660	Аскино	56,10	56,60	1966	2008
308	28537	5575790	Дуван	55,70	57,90	1967	2008
309	28541	5616030	Верхний Уфалей	56,08	60,30	1968	1977
310	28549	5566210	Бродокалмак	55,60	62,10	1963	2008
311	28552	5616360	Шадринск	56,08	63,63	1966	2008
312	28561	5606570	Памятная	56,02	65,70	1966	2008
313	28573	5616950	Ишим	56,10	69,43	1978	2008
314	28581	5627040	Абатский	56,20	70,40	1978	1998
315	28586	5597220	Тюкалинск	55,87	72,22	1978	2008
316	28588	5567140	Называевск	55,57	71,37	1978	2008
317	28593	5617460	Большеречье	56,10	74,63	1978	2008
318	28598	5567350	Саргатское	55,60	73,50	1978	2008
319	28613	5545430	Верхнеяркеево	55,40	54,30	1971	2008
320	28615	5525380	Бакалы	55,20	53,80	1963	2008
321	28630	5525970	Златоуст	55,20	59,70	1963	2008
322	28637	5505790	Кропачево	55,00	57,90	1978	1996
323	28659	5496440	Куртамыш	54,90	64,40	1963	2008
324	28660	5526510	Садовое	55,20	65,10	1978	1988
325	28661	5546540	Курган, Вороновка	55,47	65,40	1963	2008
326	28666	5526730	Макушино	55,20	67,30	1985	2008
327	28688	5497130	Исилькуль	54,90	71,30	1978	2008
328	28696	5507460	Калачинск	55,03	74,58	1978	2008
329	28698	5507340	Омск, Степная	55,93	73,40	1963	2008
330	28704	5455040	Чулпаново	54,50	50,40	1977	2008
331	28710	5415490	Раевский	54,10	54,90	1966	2008
332	28711	5465280	Бугульма	54,58	52,80	1977	2008
333	28712	5465370	Туймазы	54,60	53,70	1966	1979
334	28721	5465540	Чишмы	54,60	55,40	1963	2008
335	28730	5425750	Инзер	54,20	57,50	1978	1993
336	28754	5446270	Октябрьское	54,40	62,70	1966	2008
337	28786	5447180	Полтавка	54,37	71,75	1978	2008
338	28791	5467240	Шербакуль	54,60	72,40	1991	2008
339	28797	5427290	Одесское	54,20	72,90	1978	2008
340	28799	5427480	Черлак	54,17	74,80	1978	2008
341	28801	5395040	Красное Поселение	53,90	50,40	1977	1997
342	28806	5365240	Бугуруслан	53,62	52,45	1977	2008
343	28823	5395740	Тузан	53,90	57,40	1963	2008
344	28825	5365600	Стерлитамак	53,60	56,00	1963	2008

Продолжение табл.

№ п/п	Индекс ВМО	Координатный номер	Название станции	Широта (град.)	Долгота (град.)	Начальный год	Конечный год
345	28833	5395920	Верхнеуральск	53,90	59,20	1978	2008
346	28838	5355920	Магнитогорск	53,35	59,08	1964	2008
347	28895	5387390	Русская Поляна	53,78	73,88	1978	2008
348	28900	5335020	Самара, ОГМС	53,25	50,22	1963	2008
349	28901	5295010	Аглос	52,90	50,10	1977	2008
350	28903	5305210	Боровое лесничество	53,00	52,10	1977	2008
351	28909	5275230	Бузулук	52,70	52,30	1977	1988
352	28941	5316070	Карталы	53,10	60,70	1963	2008
353	29023	5998190	Напас	59,85	81,95	1963	2007
354	29103	5917670	Катыльга	59,10	76,70	1983	1992
355	29111	5927820	Средний Васюган	59,20	78,20	1963	2008
356	29128	5878150	Парабель	58,70	81,50	1977	2008
357	29149	5868670	Степановка	58,60	86,70	1979	2008
358	29154	5898780	Усть-Озерное	58,88	87,75	1981	2008
359	29224	5828060	Старица	58,17	80,60	1977	2008
360	29231	5838290	Колпашево	58,30	82,88	1963	2007
361	29253	5848940	Лосиноборское	58,43	89,37	1977	1998
362	29263	5859220	Енисейск	58,45	92,10	1963	2008
363	29282	5849750	Богучаны	58,38	97,45	1963	2008
364	29313	5767920	Пудино	57,53	79,37	1963	2007
365	29328	5718190	Бакчар	57,08	81,92	1963	2007
366	29332	5768380	Молчаново	57,58	83,78	1967	1973
367	29348	5718620	Первомайское	57,07	86,22	1977	2008
368	29374	5779310	Казачинское	57,70	93,10	1977	2004
369	29393	5779950	Червянка	57,65	99,53	1963	2008
370	29401	5707530	Седельниково	56,95	75,30	1978	2008
371	29418	5647840	Северное	56,35	78,35	1963	2007
372	29430	5648500	Томск	56,50	84,92	1963	2008
373	29464	5679060	Большой Улуй	56,70	90,60	1977	2008
374	29467	5639050	Ачинск, ж.-д.ст.	56,30	90,50	1977	1992
375	29477	5659330	Сухобузимское	56,50	93,30	1987	1993
376	29481	5699520	Дзержинское	56,90	95,20	1977	2008
377	29498	5649840	Шиткино	56,40	98,40	1963	2008
378	29541	5618560	Тайга	56,07	85,62	1982	2008
379	29552	5618860	Тяжин	56,10	88,60	1977	2007
380	29553	5628960	Боготол	56,23	89,58	1977	2008
381	29558	5558920	Шарыпово	55,50	89,20	1987	2008
382	29563	5619220	Кача	56,10	92,20	1977	1995

Продолжение табл.

№ п/п	Индекс ВМО	Координатный номер	Название станции	Широта (град.)	Долгота (град.)	Начальный год	Конечный год
383	29570	5609270	Красноярск, оп.п.	56,03	92,75	1963	2008
384	29576	5589430	Уяр	55,80	94,30	1977	2008
385	29578	5579380	Шалинское	55,70	93,80	1989	2008
386	29580	5629530	Солянка	56,20	95,30	1977	2008
387	29587	5569550	Ирбейское	55,63	95,47	1977	1996
388	29590	5619930	Новочунка	56,10	99,30	1963	2008
389	29594	5599800	Тайшет	55,95	98,00	1963	2008
390	29605	5527600	Татарск	55,20	76,97	1977	2008
391	29612	5537840	Барабинск	55,33	78,37	1963	2007
392	29624	5528030	Каргат	55,23	80,32	1979	2008
393	29626	5508220	Коченево	55,00	82,20	1979	2008
394	29638	5518300	Огурцово	55,10	83,00	1977	2007
395	29645	5528620	Кемерово, АГРО	55,25	86,22	1966	2008
396	29653	5538980	Ужур, ст.ж.-д.	55,30	89,80	1977	2008
397	29654	5528770	Центральный рудник	55,20	87,70	1977	2007
398	29662	5549170	Балахта	55,40	91,70	1989	2008
399	29664	5519080	Светлолобово	55,10	90,80	1977	2008
400	29676	5539490	Агинское	55,25	94,88	1977	2008
401	29698	5499900	Нижнеудинск	54,88	99,03	1963	2008
402	29701	5477510	Любимовка	54,70	75,10	1978	2008
403	29706	5447730	Купино	54,37	77,28	1963	2008
404	29708	5417770	Баган	54,10	77,70	1978	2008
405	29735	5438350	Посевная	54,30	83,50	1977	2007
406	29745	5438590	Белово	54,45	86,37	1977	2004
407	29749	5408670	Киселевск	54,00	86,70	1977	2007
408	29756	5458990	Шира, ж.-д.	54,50	89,93	1977	2008
409	29766	5449210	Идринское	54,37	92,13	1977	2008
410	29772	5459340	Артемовск	54,52	93,38	1977	2008
411	29789	5429690	Верхняя Гутара	54,22	96,97	1986	1993
412	29816	5367960	Хабары	53,60	79,60	1977	2008
413	29822	5388130	Камень-на-Оби	53,80	81,33	1977	2008
414	29838	5348370	Барнаул	53,40	83,70	1963	2007
415	29849	5338720	Кузедеево	53,30	87,20	1977	2008
416	29862	5389130	Абакан (Хак. ЦГМС)	53,77	91,32	1977	2008
417	29866	5379170	Минусинск	53,70	91,70	1963	2008
418	29869	5339240	Ермаковское	53,30	92,42	1977	2008
419	29870	5399270	Курагино	53,90	92,70	1989	2008
420	29874	5369290	Каратузское	53,60	92,90	1990	2008

Продолжение табл.

№ п/п	Индекс ВМО	Координатный номер	Название станции	Широта (град.)	Долгота (град.)	Начальный год	Конечный год
421	29894	5339830	Алыгджер	53,63	98,22	1964	2008
422	29915	5307870	Славгород	52,97	78,65	1963	2007
423	29923	5318230	Ребриха	53,07	82,30	1984	2008
424	29937	5258280	Алейская, ж.-д. ст.	52,50	82,80	1977	2008
425	29939	5278500	Бийск-Зональная	52,68	84,95	1977	2007
426	29956	5288990	Таштып	52,72	89,88	1977	2008
427	29962	5319090	Бея	53,10	90,90	1988	2008
428	30037	5930821	Непа	59,25	108,23	1964	2008
429	30054	5951261	Витим	59,45	112,58	1963	2008
430	30074	5991761	Мача	59,90	117,60	1977	1998
431	30127	5820571	Токма	58,20	105,70	1964	2008
432	30157	5831291	Мама	58,32	112,87	1963	2002
433	30165	5841601	Светлый	58,40	116,00	1963	2008
434	30209	5710231	Ершово	57,10	102,30	1977	2008
435	30219	5710491	Максимово	57,10	104,90	1964	2008
436	30230	5780811	Киренск	57,77	108,07	1963	2008
437	30252	5781401	Мамакан	57,80	114,00	1967	2008
438	30263	5781751	Ничатка	57,73	117,55	1977	1997
439	30305	5660141	Кобляково	56,60	101,40	1964	2008
440	30308	5620121	Вихоревка	56,20	101,20	1971	2007
441	30321	5680581	Усть-Кут, нижний	56,80	105,80	1977	1984
442	30328	5610581	Орлингга	56,10	105,80	1964	2008
443	30337	5630771	Казачинское, АМСГ	56,30	107,70	1970	2008
444	30356	5641481	Таксимо	56,38	114,83	1977	2008
445	30372	5691841	Чара	56,90	118,27	1977	2008
446	30379	5611921	Катугино	56,10	119,20	1977	1986
447	30385	5662151	Усть-Нюкжа	56,58	121,48	1977	2008
448	30405	5540091	Тангуй	55,38	100,97	1977	2008
449	30406	5570181	Калтук	55,70	101,80	1964	2008
450	30418	5520341	Подволочное	55,20	103,40	1964	2008
451	30433	5580961	Нижеангарск	55,78	109,55	1977	2008
452	30437	5520761	Карам	55,20	107,60	1963	2008
453	30469	5521681	Калакан	55,12	116,77	1977	2008
454	30471	5591751	Средний Калар	55,87	117,37	1977	1985
455	30484	5542061	Средняя Олекма	55,43	120,55	1977	1986
456	30493	5592491	Нагорный	55,97	124,88	1977	2002
457	30504	5460061	Тулун	54,60	100,60	1964	2008
458	30509	5310331	Саянск	53,10	103,30	1988	2004

Продолжение табл.

№ п/п	Индекс ВМО	Координатный номер	Название станции	Широта (град.)	Долгота (град.)	Начальный год	Конечный год
459	30519	5420471	Лукиново	54,20	104,70	1964	2008
460	30521	5480521	Жигалово	54,80	105,22	1963	2008
461	30526	5450711	Тырка	54,50	107,10	1965	2008
462	30536	5430951	Баргузинский заповед	54,30	109,50	1984	2008
463	30542	5491121	Тасса	54,90	111,20	1977	1994
464	30549	5421191	Карафтит	54,20	111,90	1977	1989
465	30555	5461311	Троицкий прииск	54,60	113,10	1963	2008
466	30603	5390211	Зима	53,90	102,10	1963	2008
467	30606	5360251	Залари	53,60	102,50	1969	1980
468	30611	5370271	Новонукутск	53,70	102,70	1977	1997
469	30617	5320301	Черемхово	53,20	103,00	1963	2008
470	30618	5320381	Бохан	53,13	103,77	1964	2008
471	30627	5310551	Баяндай	53,10	105,50	1965	2008
472	30632	5390861	Большой Ушканий,о.	53,90	108,60	1963	2008
473	30636	5360961	Баргузин	53,60	109,60	1963	2008
474	30637	5330771	Узур	53,30	107,70	1963	2008
475	30664	5371581	Тункогочен	53,53	115,62	1977	1985
476	30673	5371981	Могоча	53,75	119,73	1963	2008
477	30683	5402191	Ерофей Павлович	53,97	121,93	1977	2008
478	30692	5402391	Сковородино	54,00	123,97	1977	2008
479	30710	5230431	Иркутск,обс.	52,27	104,32	1963	2008
480	30712	5280371	Усолье-Сибирское	52,80	103,70	1979	1990
481	30713	5280481	Усть-Ордынский	52,82	104,77	1970	1978
482	30715	5250391	Ангарск	52,50	103,90	1985	2004
483	30716	5250441	Хомутово	52,47	104,37	1963	2008
484	30727	5200541	Большое Голоустное	52,00	105,40	1964	2008
485	30729	5210671	Кабанск	52,05	106,65	1977	2008
486	30731	5300831	Горячинск	53,00	108,30	1977	2008
487	30739	5220981	Хоринск	52,20	109,80	1977	2008
488	30745	5251151	Сосново-Озерское	52,53	111,55	1977	2008
489	30758	5211351	Чита	52,08	113,48	1963	2008
490	30768	5201651	Нерчинск,АМСГ	52,00	116,50	1977	2008
491	30772	5271881	Усть-Карск	52,70	118,80	1977	2008
492	30777	5231771	Сретенск	52,23	117,70	1963	2008
493	30811	5170251	Тунка	51,70	102,50	1963	2008
494	30812	5170371	Култук	51,72	103,70	1973	2004
495	30822	5170591	Бабушкин	51,70	105,90	1963	2008

Продолжение табл.

№ п/п	Индекс ВМО	Координатный номер	Название станции	Широта (град.)	Долгота (град.)	Начальный год	Конечный год
496	30825	5180731	Иволгинск	51,80	107,30	1977	2008
497	30846	5141251	Улеты	51,35	112,47	1977	2008
498	30859	5111461	Агинское	51,10	114,52	1977	2008
499	30874	5171761	Шелопугино	51,70	117,60	1977	2008
500	30879	5131961	Нерчинский з-д	51,32	119,62	1977	2008
501	30911	5070281	Санага	50,72	102,78	1977	2008
502	30915	5040361	Цакир	50,43	103,60	1977	2008
503	30916	5050481	Торей	50,50	104,80	1977	2004
504	30925	5040651	Кяхта	50,37	106,45	1963	2008
505	30935	5040881	Красный Чикой	50,37	108,75	1977	2008
506	30948	4951111	Букукун	49,50	111,10	1977	2008
507	30949	4961191	Кыра	49,57	111,97	1963	2008
508	30957	5031331	Акша	50,30	113,30	1977	2008
509	30965	5041651	Борзя	50,40	116,52	1963	2008
510	30968	4961731	Забайкальск	49,63	117,33	1977	2008
511	31005	5892631	Томмот	58,90	126,30	1977	2008
512	31026	5873061	Учур	58,73	130,62	1977	2008
513	31088	5944331	Охотск	59,37	143,20	1977	1989
514	31168	5653821	Аян	56,45	138,15	1985	2008
515	31174	5483751	Большой Шантар	54,83	137,53	1985	2008
516	31253	5472891	Бомнак	54,72	128,87	1963	2008
517	31388	5242991	Норск	52,40	129,90	1963	2008
518	31416	5243651	Им.П.Осипенко	52,42	136,50	1963	2008
519	31439	5244051	Богородское	52,38	140,47	1977	2008
520	31442	5192771	Шимановск	51,98	127,65	1977	2005
521	31443	5162881	Мазаново	51,63	128,82	1990	2008
522	31445	5142801	Свободный	51,45	128,12	1977	2008
523	31502	5174021	Маринск	51,70	140,20	1977	2008
524	31510	5032751	Благовещенск	50,25	127,57	1977	2005
525	31513	5092851	Белогорск	50,90	128,50	1977	2008
526	31524	5032911	Екатеринославка	50,30	129,10	1991	2000
527	31527	5012951	Завитая	50,10	129,50	1977	2008
528	31532	5083221	Чекунда	50,80	132,20	1963	2008
529	31561	5053701	Комсомольск-на-Амуре	50,53	137,03	1963	2008
530	31566	5043841	Сегжема	50,40	138,40	1977	2008
531	31586	4962791	Константиновка	49,60	127,90	1989	2008
532	31587	4962871	Поярково	49,60	128,70	1977	2008

Продолжение табл.

№ п/п	Индекс ВМО	Координатный номер	Название станции	Широта (град.)	Долгота (град.)	Начальный год	Конечный год
533	31594	4943011	Архара	49,42	130,08	1963	2008
534	31647	4923521	Литовко	49,20	135,20	1977	2008
535	31707	4773101	Екатерино-Никольское	47,73	130,97	1963	2003
536	31725	4863381	Смидович	48,62	133,83	1977	2008
537	31733	4883591	Елабуга	48,82	135,88	1989	2008
538	31734	4853511	Хабаровск	48,52	135,12	1963	2008
539	31770	4904031	Советская Гавань	49,00	140,30	1977	2008
540	31786	4763481	Вяземская	47,60	134,80	1977	2008
541	31788	4713431	Лермонтовка	47,10	134,30	1977	2008
542	31790	4793521	Георгиевка	47,90	135,20	1977	2008
543	31792	4783561	Бичева	47,80	135,60	1977	2001
544	31829	4733901	Золотой	47,32	138,97	1963	2008
545	31832	4683431	Бикин	46,80	134,27	1977	2008
546	31845	4653531	Красный Яр	46,50	135,30	1977	1998
547	31873	4593371	Дальнереченск	45,87	133,73	1963	2008
548	31884	4543431	Малиново	45,40	134,30	1977	2008
549	31895	4553551	Мельничное	45,50	135,50	1977	1997
550	31909	4503661	Терней	45,00	136,60	1963	1975
551	31915	4443141	Пограничный	44,40	131,38	1977	1996
552	31921	4473211	Астраханка	44,70	132,10	1977	2008
553	31928	4433241	Халкидон	44,30	132,40	1977	1996
554	31931	4493311	Свиягино	44,90	133,10	1977	1997
555	31943	4593491	Рошино	45,90	134,90	1977	2008
556	31960	4313181	Владивосток,порт	43,80	131,93	1963	2008
557	31961	4393191	Тимирязевский	43,90	131,90	1977	2008
558	31969	4263081	Посъет	42,65	130,80	1977	1998
559	31986	4343391	Лазо	43,40	133,90	1977	1996
560	32054	5154281	Ныш	51,50	142,80	1977	1987
561	32061	5094221	Александровск-Сахал.	50,90	142,17	1963	2008
562	32071	5074271	Тымовское	50,70	142,70	1977	2008
563	32088	4914211	Улегорск	49,07	142,03	1977	2008
564	32099	4864471	Мыс Терпения	48,65	144,73	1977	2008
565	32121	4804221	Ильинский	48,00	142,20	1977	1987
566	32128	4714211	Холмск	47,10	142,10	1977	2008
567	32133	4734281	Долинск	47,30	142,80	1977	1988
568	32145	4674191	Невельск	46,67	141,87	1977	1996

Продолжение табл.

№ п/п	Индекс ВМО	Координатный номер	Название станции	Широта (град.)	Долгота (град.)	Начальный год	Конечный год
569	32150	4694271	Южно-Сахалинск	46,95	142,72	1977	2008
570	32156	4644341	Новиково	46,38	143,35	1977	1988
571	32158	4664281	Корсаков	46,60	142,80	1977	2008
572	32165	4404581	Южно-Курильск	44,02	145,87	1963	2003
573	32174	4524791	Курильск	45,25	147,88	1977	2008
574	32195	4685181	Симушир	46,85	151,87	1977	1990
575	32213	5095671	Мыс Лопатка	50,87	156,68	1988	2006
576	32285	5725661	Остров Птичий	57,17	156,60	1987	2008
577	32287	5715671	Усть-Хайрюзово	57,08	156,70	1987	2008
578	32363	5595871	Эссо	55,90	158,70	1977	2008
579	32389	5636081	Ключи	56,32	160,83	1963	2008
580	32447	5515911	Долиновка	55,12	159,07	1977	2008
581	32496	5475861	Мильково	54,68	158,52	1977	2008
582	32539	5315771	Начики	53,10	157,70	1977	2008
583	32540	5295861	Петропавловск-Камчат	52,90	158,60	1966	2008
584	32547	5315821	Сосновка	53,10	158,20	1977	2008
585	32562	5295661	Большерецк	52,83	156,30	1977	2008
586	32586	5295871	Петроп.-Камч.,маяк	52,88	158,72	1977	2008
587	32618	5526591	Никольское(О.Беринга)	55,20	165,98	1988	2008
588	34003	5233630	Поныри	52,30	36,30	1972	2008
589	34005	5213590	Фатеж	52,08	35,87	1973	2008
590	34009	5183620	Курск,АЭ	51,77	36,17	1963	2008
591	34013	5253760	Ливны	52,43	37,60	1977	1993
592	34059	5194370	Ростоши	51,90	43,70	1977	2008
593	34110	5123740	Богородицкое-Фенино	51,17	37,35	1965	2008
594	34121	5163840	Нижнедевицк	51,60	38,40	1963	2008
595	34123	5173910	Воронеж,АГРО	51,70	39,22	1963	2008
596	34163	5164550	Октябрьский Городок	51,63	45,45	1963	2008
597	34172	5164600	Саратов,цгмс	51,60	46,00	1977	2006
598	34177	5154600	Саратов,южный	51,48	45,93	1977	2006
599	34186	5144830	Ершов	51,37	48,30	1977	2008
600	34214	5053650	Белгород,АМСГ	50,63	36,58	1979	1987
601	34240	5084200	Урюпинск	50,80	42,00	1977	2008
602	34262	5084460	Рудня	50,80	44,60	1977	1998
603	34321	5023810	Валуйки	50,22	38,10	1965	2008
604	34344	4984120	Казанская	49,80	41,15	1977	2008

Окончание табл.

№ п/п	Индекс ВМО	Координатный номер	Название станции	Широта (град.)	Долгота (град.)	Начальный год	Конечный год
605	34352	5014330	Михайловка	50,10	43,30	1977	1998
606	34356	4984370	Фролово	49,80	43,70	1986	2008
607	34391	5024860	Александров Гай	50,15	48,55	1964	2008
608	34432	4944020	Чертково	49,38	40,17	1963	2008
609	34438	4894050	Миллерово	48,93	40,38	1977	2008
610	34476	4914690	Эльгон	49,13	46,85	1977	2008
611	34545	4844190	Морозовск	48,35	41,87	1977	2008
612	34554	4854250	Обливская	48,50	42,50	1990	1999
613	34579	4824670	Верхний Баскунчак	48,22	46,73	1989	2008
614	34636	4754080	Семикаракорск	47,50	40,80	1977	2008
615	34646	4774210	Цимлянск	47,63	42,12	1966	2008
616	34655	4764320	Котельниково	47,60	43,20	1977	1994
617	34740	4654130	Гигант	46,52	41,35	1977	2008
618	34743	4724250	Зимовники	47,15	42,48	1977	1999
619	34824	4603820	Приморско-Ахтарск	46,03	38,15	1966	2008
620	34838	4594010	Тихорецк	45,90	40,10	1977	2003
621	34848	4594150	Красногвардейское	45,83	41,48	1977	2008
622	34861	4634420	Элиста, АМСГ	46,37	44,33	1963	2008
623	34866	4624540	Яшкуль	46,18	45,35	1977	1988
624	34880	4644800	Астрахань, ГМО	46,28	47,98	1963	2008
625	34887	4584720	Лиман	45,80	47,22	1990	2008
626	34926	4553950	Кореновск	45,47	39,48	1977	2008
627	34954	4544290	Светлоград	45,35	42,85	1977	2008
628	34964	4544420	Арзгир	45,40	44,20	1977	2008
629	35001	5245050	Большая Глушица	52,40	50,50	1977	2008
630	35026	5225740	Зилаир	52,20	57,40	1963	2008
631	35027	5195570	Чебеньки	51,90	55,70	1977	1998
632	35041	5246040	Бреды	52,43	60,35	1966	2008
633	35112	5155340	Илек	51,50	53,40	1977	2008
634	35121	5185510	Оренбург, ЗГМО	51,68	55,10	1963	2008
635	35233	5085960	Домбаровский	50,80	59,60	1977	2008
636	36020	5258020	Родино	52,50	80,20	1977	2008
637	36034	5158120	Рубцовск	51,50	81,22	1963	2007
638	36036	5178270	Краснощеково	51,65	82,73	1984	2008
639	36038	5128220	Змеиногорск	51,15	82,20	1963	2008
640	36052	5208600	Горно-Алтайск, АМСГ	52,00	86,00	1977	2008
641	36055	5198600	Кызыл-Озек	51,90	86,00	1977	2008
642	36064	5188760	Яйлю	51,80	87,60	1963	2008

Окончание табл.

№ п/п	Индекс ВМО	Координатный номер	Название станции	Широта (град.)	Долгота (град.)	Начальный год	Конечный год
643	36089	5149270	Шагонар	51,40	92,70	1986	1993
644	36091	5239300	Нижне-Усинское	52,30	93,00	1977	2008
645	36103	5259610	Тоора-Хем	52,47	96,10	1977	1992
646	36213	5098480	Усть-Кан	50,93	84,77	1977	2006
647	36229	5038560	Усть-Кокса	50,28	85,62	1980	2008
648	36231	5088610	Онгудай	50,77	86,13	1963	2008
649	36237	5028620	Катанда	50,17	86,17	1963	2008
650	36259	5008870	Кош-Агач	50,02	88,68	1963	2008
651	36307	5039510	Эрзин	50,27	95,12	1977	1992
652	36443	4998650	Ак-Кем	49,92	86,53	1977	1984
653	37021	4464010	Майкоп	44,62	40,08	1977	2008
654	37027	4424020	Даховская	44,22	40,22	1977	2008
655	37035	4444150	Отрадная	44,40	41,48	1977	2008
656	37050	4414300	Пятигорск, АМСГ	44,10	43,00	1977	1997
657	37054	4424310	Минеральные Воды	44,23	43,07	1977	1997
658	37061	4484410	Буденновск	44,80	44,10	1977	2008
659	37075	4444550	Южно-Сухокумск	44,40	45,50	1977	2004
660	37077	4424520	Рощино	44,15	45,20	1977	2008
661	37099	4353980	Сочи, ГМО	43,58	39,77	1963	2008
662	37126	4374270	Шаджагмаз	43,70	42,70	1977	2008
663	37145	4374470	Моздок	43,73	44,67	1977	2008
664	37163	4384670	Кизляр, АМСГ	43,80	46,70	1984	2008
665	37169	4364680	Бабаярт	43,60	46,78	1977	2008
666	37171	4343990	Сочи(Адлер)	43,40	39,90	1977	2008
667	37193	4354170	Теберда	43,45	41,73	1977	2008
668	37212	4354360	Нальчик	43,53	43,63	1977	2008
669	37235	4344570	Грозный, АМСГ	43,30	45,70	1963	1994
670	37248	4334660	Хасавюрт	43,25	46,58	1977	2002
671	37472	4304750	Махачкала	42,97	47,55	1963	2008
672	37474	4244730	Леваши	42,43	47,33	1977	1985
673	37597	4174820	Касумкент	41,70	48,20	1977	2008
674	37663	4154770	Ахты	42,47	47,75	1977	2008

Структура массива

1. Данные по каждой станции представлены отдельным файлом.

2. Строка файла представляет собой данные на всех глубинах за один день по одной станции (рис. 2).

			002 p	005 p	010 p	015 p	020 p	040 p	060 p	080 p	120 p	160 p	240 p	320 p											
22217	1963	1	1	9999	9	9999	9	9999	9	-18	0	9999	9	-6	6	2	0	9999	9	16	0	9999	9	35	0
22217	1963	1	2	9999	9	9999	9	9999	9	-17	0	9999	9	-7	6	2	0	9999	9	16	0	9999	9	35	0
22217	1963	1	3	9999	9	9999	9	9999	9	-17	0	9999	9	-7	6	2	0	9999	9	15	0	9999	9	34	0
22217	1963	1	4	9999	9	9999	9	9999	9	-19	0	9999	9	-8	6	1	0	9999	9	15	0	9999	9	34	0
22217	1963	1	5	9999	9	9999	9	9999	9	-17	0	9999	9	-8	6	1	0	9999	9	14	0	9999	9	34	0
22217	1963	1	6	9999	9	9999	9	9999	9	-18	0	9999	9	-9	6	0	0	9999	9	14	0	9999	9	32	0
22217	1963	1	7	9999	9	9999	9	9999	9	-15	0	9999	9	-10	6	0	0	9999	9	14	0	9999	9	32	0
22217	1963	1	8	9999	9	9999	9	9999	9	-12	0	9999	9	-10	6	0	0	9999	9	14	0	9999	9	33	0
22217	1963	1	9	9999	9	9999	9	9999	9	-10	0	9999	9	-10	6	0	0	9999	9	14	0	9999	9	33	0
22217	1963	1	10	9999	9	9999	9	9999	9	-14	0	9999	9	-10	6	-2	0	9999	9	14	0	9999	9	32	0
22217	1963	1	11	9999	9	9999	9	9999	9	-19	0	9999	9	-12	6	-2	0	9999	9	13	0	9999	9	32	0
22217	1963	1	12	9999	9	9999	9	9999	9	-21	0	9999	9	-15	6	-3	0	9999	9	13	0	9999	9	32	0
22217	1963	1	13	9999	9	9999	9	9999	9	-22	0	9999	9	-17	6	-4	0	9999	9	13	0	9999	9	32	0
22217	1963	1	14	9999	9	9999	9	9999	9	-23	0	9999	9	-18	6	-6	0	9999	9	13	0	9999	9	31	0
22217	1963	1	15	9999	9	9999	9	9999	9	-27	0	9999	9	-18	6	-6	0	9999	9	13	0	9999	9	31	0
22217	1963	1	16	9999	9	9999	9	9999	9	-28	0	9999	9	-22	6	-6	0	9999	9	13	0	9999	9	31	0
22217	1963	1	17	9999	9	9999	9	9999	9	-27	0	9999	9	-20	6	-6	0	9999	9	13	0	9999	9	30	0
22217	1963	1	18	9999	9	9999	9	9999	9	-32	0	9999	9	-21	6	-7	0	9999	9	11	0	9999	9	30	0
22217	1963	1	19	9999	9	9999	9	9999	9	-29	0	9999	9	-22	6	-7	0	9999	9	11	0	9999	9	30	0
22217	1963	1	20	9999	9	9999	9	9999	9	-27	0	9999	9	-22	6	-9	0	9999	9	11	0	9999	9	30	0
22217	1963	1	21	9999	9	9999	9	9999	9	-29	0	9999	9	-20	6	-9	0	9999	9	10	0	9999	9	30	0
22217	1963	1	22	9999	9	9999	9	9999	9	-29	0	9999	9	-22	6	-9	0	9999	9	10	0	9999	9	30	0
22217	1963	1	23	9999	9	9999	9	9999	9	-30	0	9999	9	-22	6	-10	0	9999	9	10	0	9999	9	30	0
22217	1963	1	24	9999	9	9999	9	9999	9	-26	0	9999	9	-22	6	-10	0	9999	9	10	0	9999	9	30	0
22217	1963	1	25	9999	9	9999	9	9999	9	-26	0	9999	9	-22	6	-10	0	9999	9	10	0	9999	9	30	0
22217	1963	1	26	9999	9	9999	9	9999	9	-26	0	9999	9	-21	5	-12	0	9999	9	10	0	9999	9	30	0
22217	1963	1	27	9999	9	9999	9	9999	9	-25	0	9999	9	-20	5	-11	0	9999	9	10	0	9999	9	28	0
22217	1963	1	28	9999	9	9999	9	9999	9	-24	0	9999	9	-19	5	-11	0	9999	9	10	0	9999	9	28	0
22217	1963	1	29	9999	9	9999	9	9999	9	-24	0	9999	9	-18	5	-10	0	9999	9	10	0	9999	9	27	0
22217	1963	1	30	9999	9	9999	9	9999	9	-19	0	9999	9	-14	5	-10	0	9999	9	10	0	9999	9	27	0
22217	1963	1	31	9999	9	9999	9	9999	9	-19	0	9999	9	-12	5	-10	0	9999	9	10	0	9999	9	27	0

Рис. 2. Пример структуры данных в массиве температуры почвогрунтов до глубины 320 см

3. В строке записаны:

- индекс ВМО станции,
- год,
- месяц,
- день,
- температура на глубине 2 см, признак качества,
- температура на глубине 5 см, признак качества,
- температура на глубине 10 см, признак качества,
- температура на глубине 15 см, признак качества,
- температура на глубине 20 см, признак качества,
- температура на глубине 40 см, признак качества,
- температура на глубине 60 см, признак качества,
- температура на глубине 80 см, признак качества,
- температура на глубине 120 см, признак качества,
- температура на глубине 160 см, признак качества,
- температура на глубине 240 см, признак качества,
- температура на глубине 320 см, признак качества.

Константой отсутствия данных является «9999».

Признаки качества:

- 0 – значение достоверно.
- 1 – значение ошибочно, забраковано методом 1.
- 2 – значение ошибочно, забраковано методом 2.
- 3 – значение ошибочно, забраковано методом 3.
- 4 – значение ошибочно, забраковано методом 4.
- 5 – значение сомнительно, по методу 1 (т.к. данный метод контроля применить не удалось).
- 6 – значение сомнительно, по методу 2.
- 7 – значение сомнительно, по методу 3.
- 8 – значение ошибочно: забраковано более чем одним методом одновременно.
- 9 – отсутствие данных.

Данные о температуре почвогрунтов по станциям международного обмена находятся в свободном доступе на сайте ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» www.meteo.ru

Литература

1. Быховец С.С., Сороковиков В.А., Мартуганов Р.А., Мамыкин В.Г., Гиличинский Д.А. История наблюдений за температурой почвы на сети метеорологических станций // Криосфера Земли. 2007. Т. XI, № 1. С. 7–20.
2. Павлов А.В., Малкова Г.В. Современные изменения климата на Севере России. Альбом мелкомасштабных карт. Новосибирск: «Гео», 2005. 54 с.
3. Шерстюков А.Б. Изменения климата и их последствия в зоне многолетней мерзлоты России. Обнинск: ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2009. 127 с.
4. Шерстюков А.Б. Статистический контроль массива суточных данных температуры почвогрунтов // Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». Вып. 176 (ст. в наст. сб.).

О МЕТОДАХ РАСЧЕТА И КОНТРОЛЯ ДАННЫХ ПО ПОГРАНИЧНОМУ СЛОЮ АТМОСФЕРЫ

Введение

При геоэкономическом обосновании строительства атомных и тепловых электростанций для оценки условий атмосферной дисперсии [1, 3] необходимы аэрологические данные в пограничном слое атмосферы [4, 5].

До настоящего времени в большинстве случаев расчетные аэроклиматические характеристики определялись на основе данных архива «Погслой», созданного во ВНИИГМИ-МЦД и содержащего результаты 4-срочных радиозондовых наблюдений по 146 станциям СССР за период 1961–1970 гг. [3, 11]. В связи с происходящими изменениями климата очевидно, что указанный 10-летний период наблюдений не может обеспечить достоверную оценку аэроклиматических характеристик пограничного слоя атмосферы, во-первых, по своей продолжительности и, во-вторых, потому, что он удален от настоящего времени более чем на 40–50 лет.

В настоящее время при использовании современных ПК практически отсутствуют ограничения на объем входных данных, который может увеличиваться по мере накопления аэрологической информации [3, 10]. В ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» накоплены проконтролированные данные [2, 12, 13] стандартного радиозондирования атмосферы за период с января 1964 г. по декабрь 2010 г. Они ориентированы главным образом на получение информации о состоянии свободной атмосферы [13]. Эти данные могут быть использованы для улучшения оценки параметров пограничного слоя атмосферы после их специальной обработки.

Точность расчетов параметров пограничного слоя атмосферы зависит также от выбора метода интерполяции. Ниже приводятся результаты сравнения использования различных методов интерполяции [6–9, 14] для работы с данными в пограничном слое атмосферы. Показано, что наилучшие результаты получены с

использованием метода сплайновой интерполяции на базе кубического сплайна Акимы.

Данные радиозондовых наблюдений в процессе сбора с каналов связи и накопления проходили процедуру комплексного контроля качества данных [2, 12, 13]. Для исключения негативного влияния возможно пропущенных ошибок на оцениваемые параметры пограничного слоя необходимо проведение дополнительного контроля качества данных с более детальным рассмотрением данных в рамках именно данного слоя атмосферы.

Данные

В качестве информационной базы использованы данные массива КАРДС (CARDS: Comprehensive Aerological Reference Data Set) [13, 15]. Расчеты проведены на примере данных для станции Нижний Новгород (56,27° с.ш., 44,00° в.д., индекс – 27553 до августа 1994 г. и 27459 – с августа 1994 г.).

За период с января 1964 г. по декабрь 2010 г. по станции накоплена 77081 (42989 и 34092 соответственно) аэрологическая телеграмма, которые содержат данные радиозондирования атмосферы в слое от уровня земли до уровня изобарической поверхности 10 гПа. Это данные стандартного зондирования атмосферы, содержащие наблюдения температуры (Т), геопотенциальной высоты (Н), направления и скорости (S) ветра, дефицита точки росы (относительной влажности R) на стандартных изобарических поверхностях от 1000 до 10 гПа, а также данные об особых точках вертикальных профилей температуры, влажности и ветра, включая уровень земли, уровень тропопаузы и уровень максимального ветра. Данные радиозондирования атмосферы ориентированы главным образом на получение информации о состоянии свободной атмосферы. Тем не менее 34092 аэрологических телеграммы содержат достаточно наблюдений в рамках пограничного слоя атмосферы (от 0 до 3000 м) и могут быть использованы для оценки параметров пограничного слоя. В среднем внутри этого слоя имеется 7,8 уровня наблюдения главным образом за счет особых точек вертикальных профилей температуры и ветра, т.е. уровней, где нарушается линейность изменения профилей.

Однако для того чтобы использовать эти данные для расчетов параметров, следует провести специальную обработку этих данных для учета специфики решаемой задачи. Во-первых, по имеющимся вертикальным профилям радиозондовых наблюдений необходимо получение значений температуры и ветра на стандартных высотах (в отличие от стандартных изобарических поверхностей) в рамках пограничного слоя атмосферы, и, во-вторых, необходим дополнительный контроль качества имеющихся данных с акцентом именно на пограничный слой атмосферы.

Методы

В качестве основного метода интерполяции для работы с данными в пограничном слое атмосферы был принят метод сплайновой интерполяции на базе кубического сплайна Акимы [8, 9], который обеспечивает для большинства аэрологических параметров наиболее точную интерполяцию, т.е. интерполяцию с наименьшей погрешностью по сравнению с другими видами интерполяции.

На рисунках 1–8 приведены примеры интерполяции вертикальных профилей температуры, влажности и ветра по точкам наблюдения для разных лет, сезонов и сроков.

Для того, чтобы сделать вывод о предпочтении сплайна Акимы для интерполяции, были проведены определенные исследования и сравнения, которые изложены ниже.

Принятие за основу этого метода имеет под собой еще и следующие соображения.

Сначала отметим, что первая производная вдоль вертикального профиля характеризует скорость изменения наблюдаемой величины. А вторая производная отражает влияние какой-либо внешней силы (внешних факторов) на изменение этой скорости.

Очевидно, что при использовании обычной линейной интерполяции мы для каждого отрезка вертикального профиля имеем постоянные первые производные (т.е. постоянные скорости изменения наблюдаемой величины), которые разрывны на концах этих отрезков. Это автоматически предполагает, что на отрезках между точками наблюдения величина изменяется инерционно без воз-

действия каких-либо факторов (т.е. внешней силы). А вот именно в точках наблюдения на величину мгновенно воздействует какой-то фактор, и скорость изменения этой величины мгновенно меняется. Трудно полагать, что это реалистичная картина. Но метод линейной интерполяции максимально прост в применении и логически обоснован уже тем, что мы ничего не знаем об изменении профиля наблюдаемой величины на отрезках между точками наблюдения. И, естественно, полагаем ее линейное, т.е. инерционное, изменение от одной точки наблюдения до другой.

На самом деле мы знаем, что на нашу наблюдаемую величину какие-то внешние силы/факторы воздействуют не только именно в точках наблюдения, но и на отрезках между ними. Но в общем случае мы не знаем, как именно эти силы воздействуют, а потому естественно предположить, что эти силы на отрезках между точками наблюдения меняются линейно и непрерывно на всем вертикальном интервале наблюдений от начальной до конечной точки, и величина этой силы минимальна, чтобы обеспечить именно наблюдаемые точки вертикального профиля. То есть вторая производная профиля кусочно линейна на всем интервале и интеграл ее квадрата вдоль профиля минимален при условии, что первая производная непрерывна вдоль всего наблюдаемого профиля, как и сам профиль.

Именно эти условия и обеспечивает сплайновая интерполяция. Таким образом мы получаем гладкий до первых производных (т.е. гладкий сам профиль наблюдаемой величины и профиль скорости его изменения) и непрерывный до вторых производных (т.е. непрерывное и минимальное изменение воздействующих на наблюдаемую величину сил) аппроксимирующий профиль наших точек наблюдения при условии, что этот аппроксимирующий профиль в точности обеспечивает именно наблюдаемые значения.

Из общих соображений следует, что это вполне реалистичный вариант.

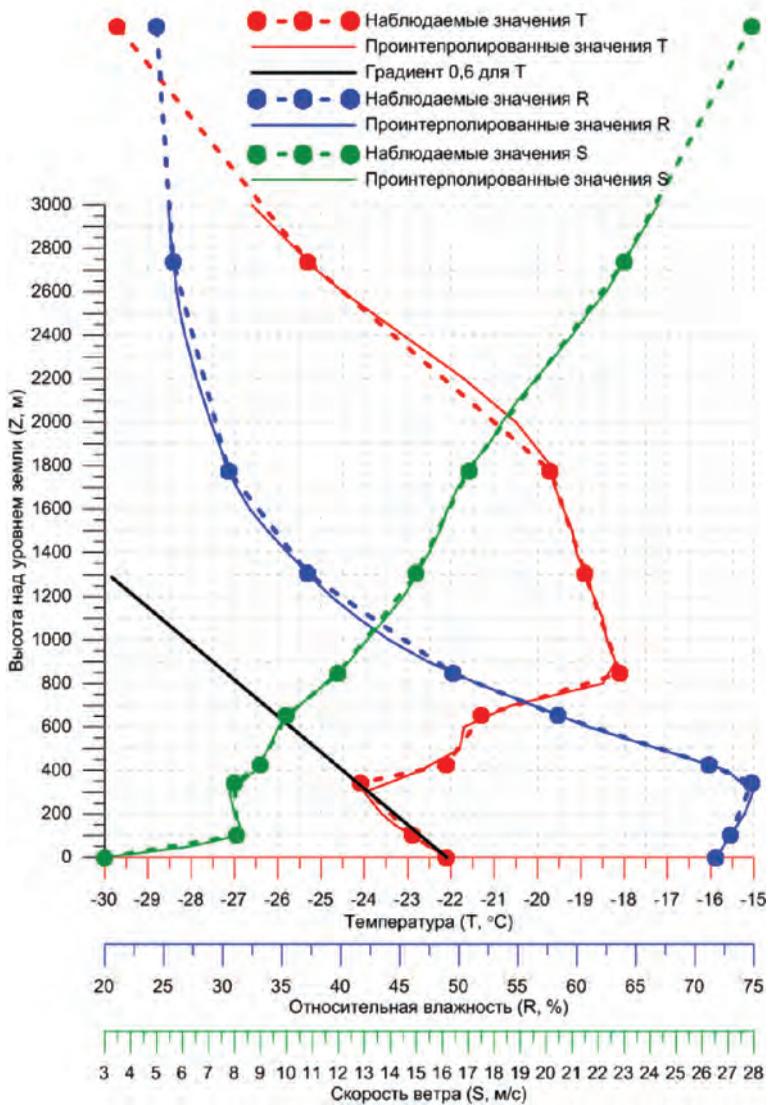


Рис. 1. Наблюдаемые и проинтерполированные значения температуры (T), относительной влажности (R) и скорости ветра (S) в слое 0–3000 м над уровнем земли на станции 27 553. 19.01.1973 г. 12 ч GMT

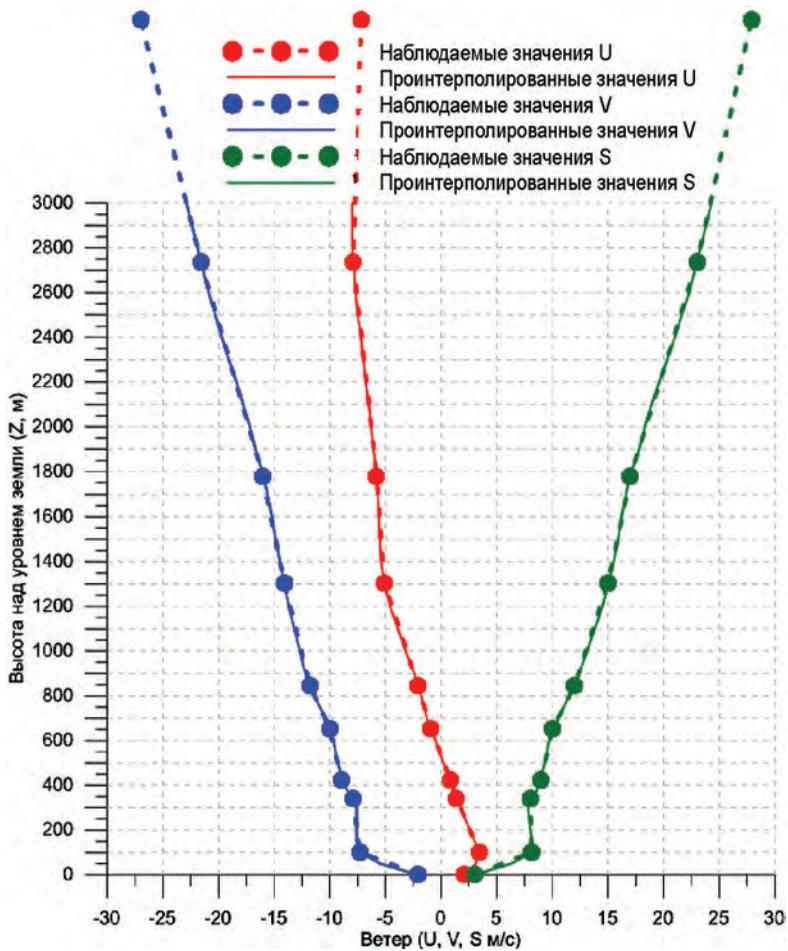


Рис. 2. Наблюдаемые и проинтерполированные значения зонального ветра (U), меридионального ветра (V) и скалярной скорости ветра (S) в слое 0–3000 м над уровнем земли на станции 27 553. 19.01.1973 г. 12 ч GMT

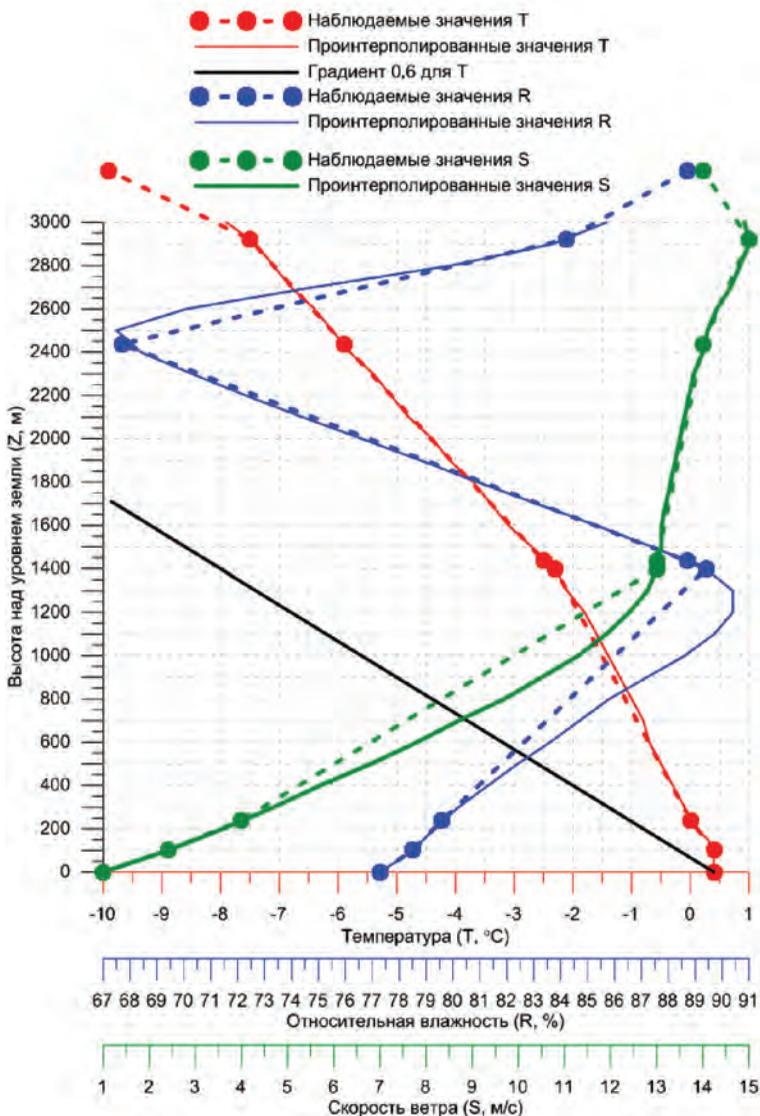


Рис. 3. Наблюдаемые и проинтерполированные значения температуры (T), относительной влажности (R) и скорости ветра (S) в слое 0–3000 м над уровнем земли на станции 27 553. 01.04.1987 г. 00 ч GMT

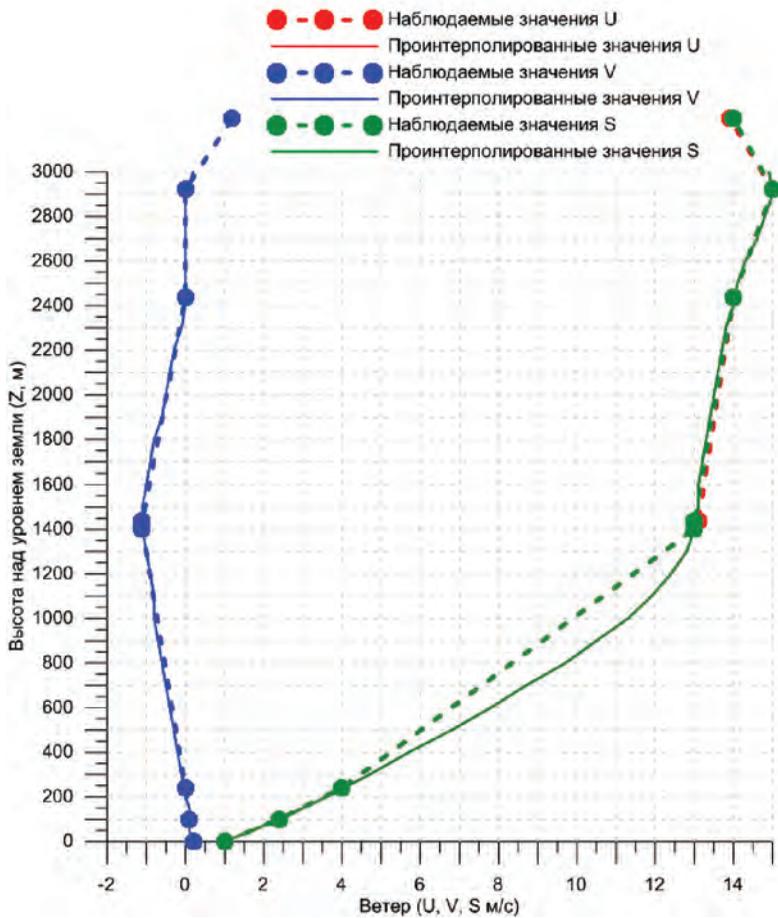


Рис. 4. Наблюдаемые и проинтерполированные значения зонального ветра (U), меридионального ветра (V) и скалярной скорости ветра (S) в слое 0–3000 м над уровнем земли на станции 27 553. 01.04.1987 г. 00 ч GMT

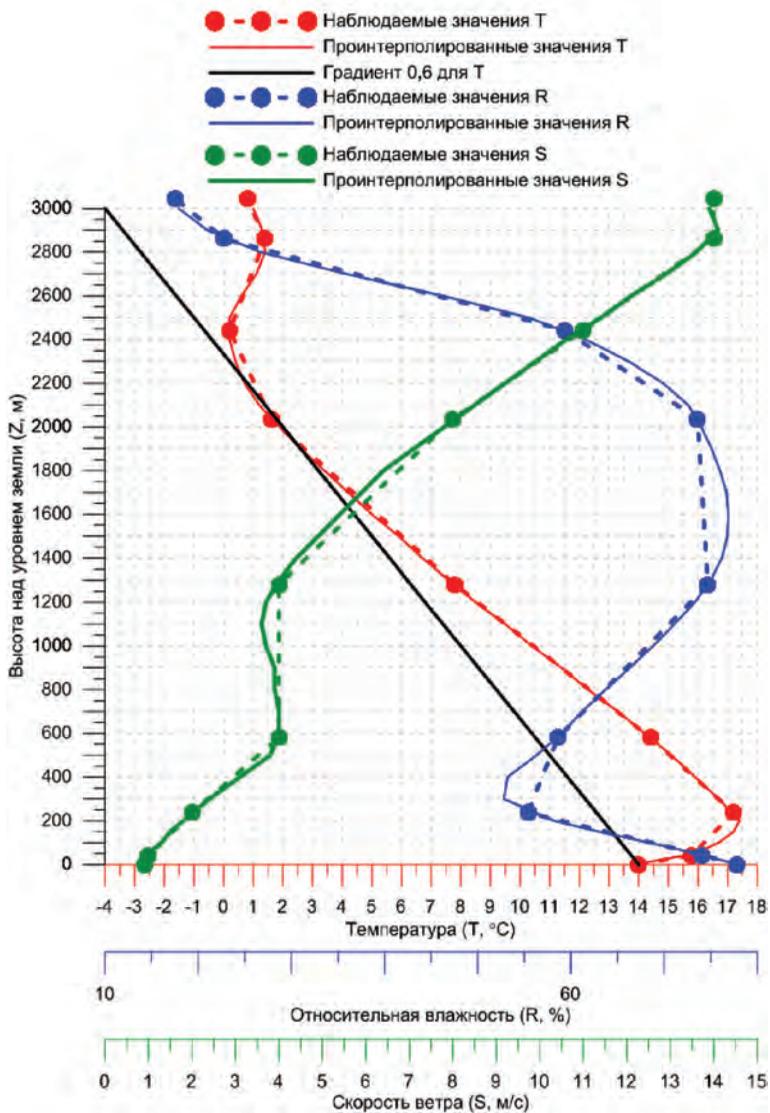


Рис. 5. Наблюдаемые и проинтерполированные значения температуры (T), относительной влажности (R) и скорости ветра (S) в слое 0–3000 м над уровнем земли на станции 27 459. 16.07.1996 г. 00 ч GMT

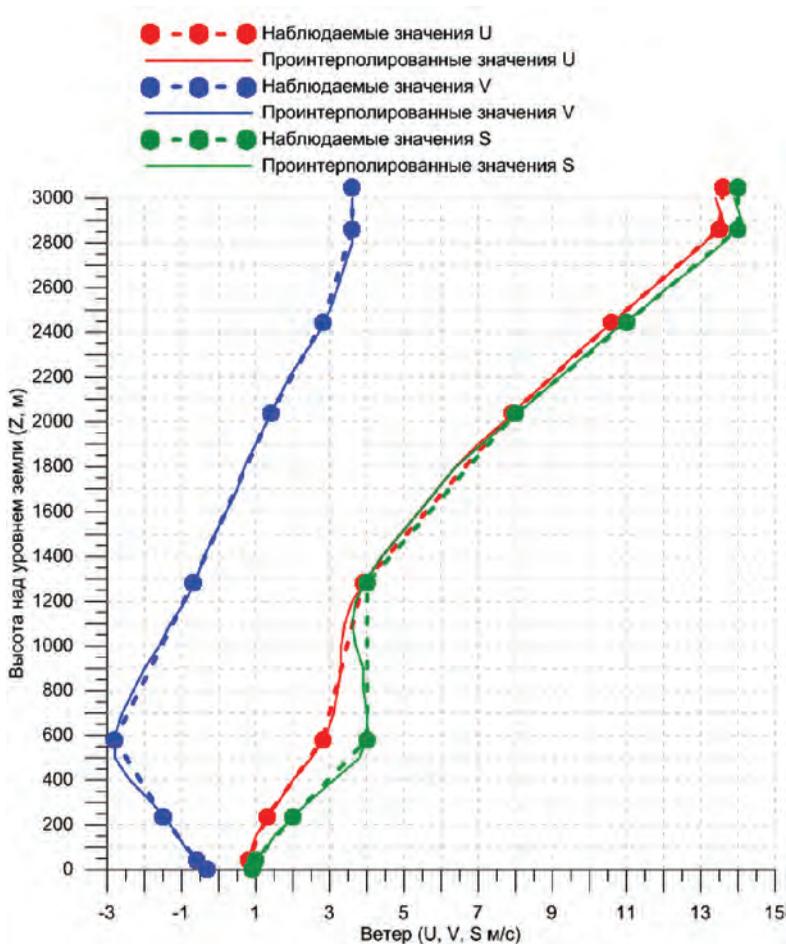


Рис. 6. Наблюдаемые и проинтерполированные значения зонального ветра (U), меридионального ветра (V) и скалярной скорости ветра (S) в слое 0–3000 м над уровнем земли на станции 27 459. 16.07.1996 г. 00 ч GMT

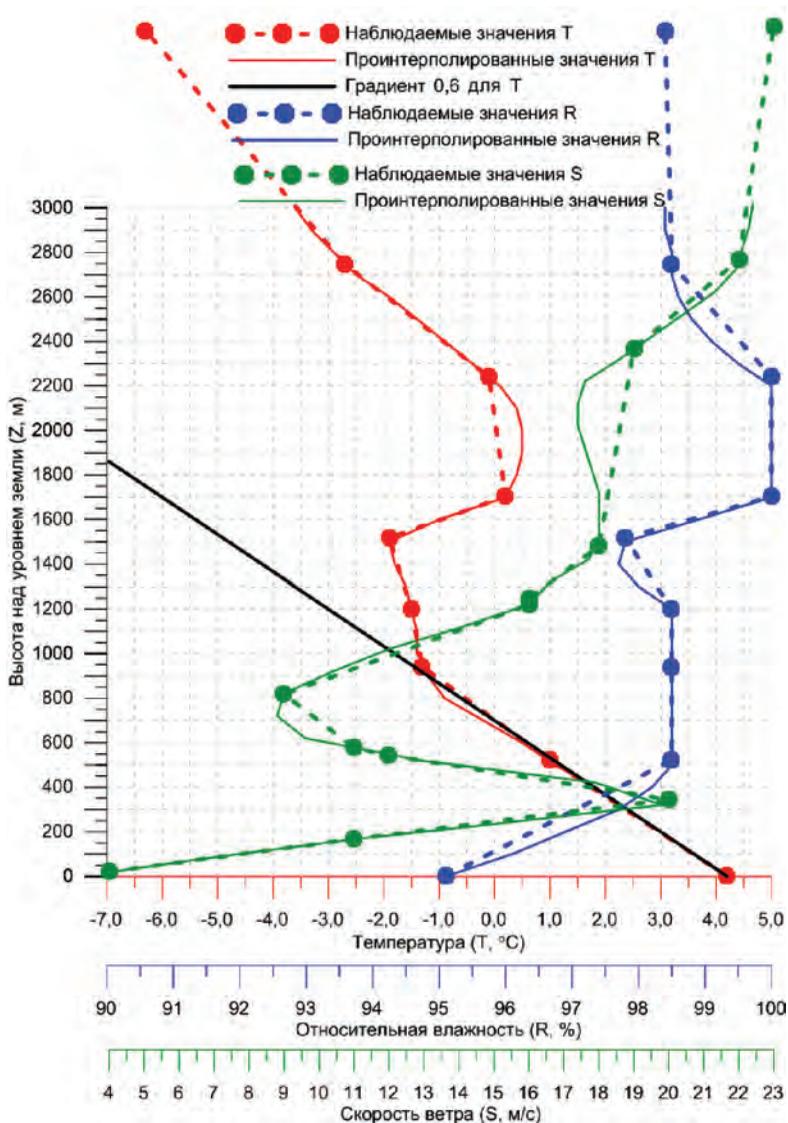


Рис. 7. Наблюдаемые и проинтерполированные значения температуры (T), относительной влажности (R) и скорости ветра (S) в слое 0–3000 м над уровнем земли на станции 27459. 21.10.2010 г. 12 ч GMT

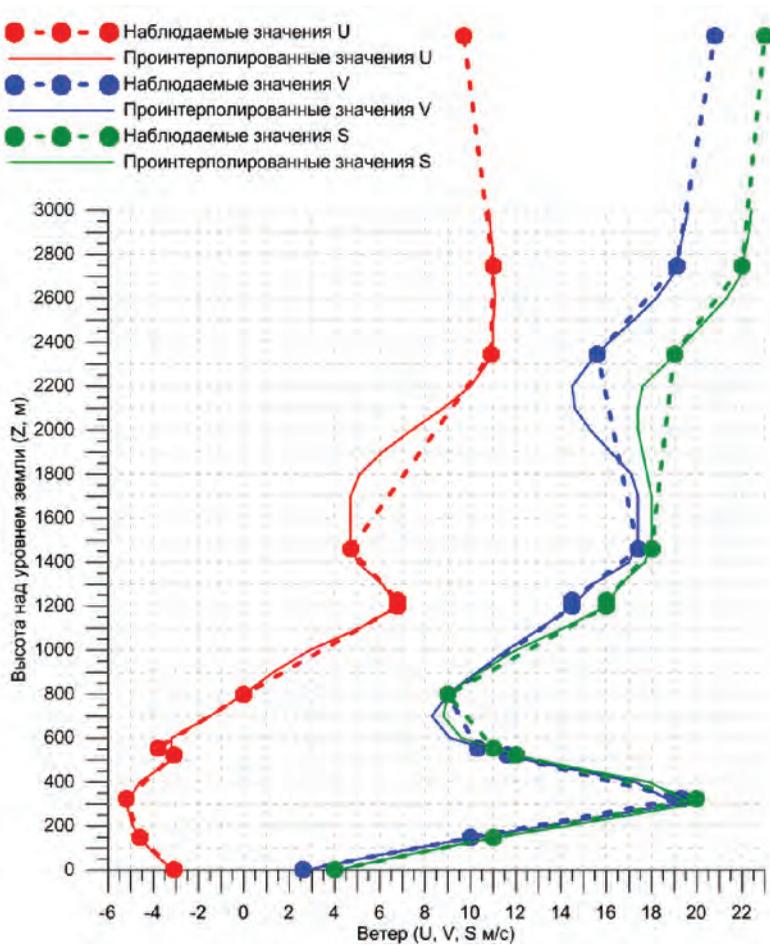


Рис. 8. Наблюдаемые и проинтерполированные значения зонального ветра (U), меридионального ветра (V) и скалярной скорости ветра (S) в слое 0–3000 м над уровнем земли на станции 27459. 21.10.2010 г. 12 ч GMT

Сравнение разных методов интерполяции наблюдаемых данных в пограничном слое атмосферы

Для оценки погрешностей интерполяции была использована процедура «скользящей» интерполяции, суть которой состоит в том, что для каждого вертикального профиля в слое 0–3000 м, определяемого n наблюдаемыми значениями величины f ($f_i = f(H_i)$, $i = 1, \dots, n$), поочередно исключаются точки f_i ($i = 2, \dots, n-1$) и по оставшимся $n-1$ (или менее, в зависимости от метода интерполяции) точкам производится интерполяция \tilde{f}_i в точку H_i , которое и сравнивается с наблюдаемым в этой точке значением f_i .

Данная процедура позволяет получить вполне объективную оценку сверху для точности будущей интерполяции со всех наблюдаемых уровней на промежуточные, поскольку среднее расстояние при интерполяции со всех имеющихся уровней на промежуточные в среднем в 2 раза меньше, чем при «скользящей» интерполяции, когда интерполяция производится с исключением из процесса интерполяции наблюдаемого уровня.

За основу для сравнения были приняты следующие широко используемые при работе с метеорологическими данными методы интерполяции [6–9, 14]: линейная интерполяция (LI), логарифмическая интерполяция (GI), оптимальная интерполяция (OI), интерполяция с помощью стандартного кубического сплайна (SI), интерполяция с помощью кубического сплайна Акимы (AI). Каждая из них (кроме оптимальной интерполяции) использовалась в двух вариантах – применительно к самим значениям и применительно к отклонениям от норм.

Для линейной интерполяции (LI) сами значения (LIa) и отклонения от норм (LIb) определяются по формулам

$$\tilde{f}_i = f_{i-1} + a_i \cdot (f_{i+1} - f_{i-1}), \quad (1)$$

$$\tilde{f}'_i = \bar{f}'_i + a_i \cdot (f'_{i+1} - f'_{i-1}), \quad (2)$$

где (и далее)

$$f'(H) = f(H) - \bar{f}(H) \quad (3)$$

есть отклонение от климатической нормы на уровне H ; коэффициент a_i пропорционален расстояниям между точками:

$$a_i = \frac{H_i - H_{i-1}}{H_{i+1} - H_{i-1}}. \quad (4)$$

Для логарифмической интерполяции (GI) сами значения (GIa) и отклонения от норм (GIb) определяются по формулам

$$\tilde{f}_i = f_{i-1} + b_i \cdot (f_{i+1} - f_{i-1}), \quad (5)$$

$$\tilde{f}'_i = \bar{f}'_i + b_i \cdot (f'_{i+1} - f'_{i-1}). \quad (6)$$

Она отличается от линейной тем, что соответствующие коэффициенты b_i пропорциональны логарифму расстояний

$$b_i = \frac{\log(H_i / H_{i-1})}{\log(H_{i+1} / H_{i-1})}. \quad (7)$$

При оптимальной интерполяции (OI) [6]

$$\tilde{f}_i = \bar{f}_i + c_{i-1}^i \cdot f'_{i-1} + c_{i+1}^i \cdot f'_{i+1}, \quad (8)$$

коэффициенты c_{i-1}^i и c_{i+1}^i определяются как решение системы уравнений

$$\begin{cases} c_{i-1}^i + \mu_{i-1}^{i+1} \cdot c_{i+1}^i = \mu_{i-1}^i \\ \mu_{i-1}^{i+1} \cdot c_{i-1}^i + c_{i+1}^i = \mu_{i+1}^i \end{cases}, \quad (9)$$

где, в свою очередь, μ_j^k – коэффициент корреляции между наблюдаемыми значениями величины f на высотах H_j и H_k в предположении, что корреляционная функция для каждой интерполируемой величины f в пограничном слое зависит только от расстояния r между точками и представляется в виде

$$\mu(r) = \alpha \cdot e^{-\beta \cdot r^\gamma}, \quad (10)$$

а параметры α , β и γ определялись методом минимизации среднеквадратических разностей между наблюдаемыми и интерполируемыми величинами. Для каждой из интерполируемых величин эти оптимальные в этом смысле параметры приведены в таблице 1.

При интерполяции с помощью стандартного кубического сплайна (SI) [7–9, 14] процедура сводилась к тому, что из n наблюдаемых на профиле значений f_i ($i = 1, \dots, n$) поочередно исключалась одна из точек f_j ($j = 2, \dots, n-1$); затем по оставшимся $n-1$ наблюдениям строился кубический сплайн с так называемыми «естественными» граничными условиями (состоящими в приравнивании нулю вторых производных на концах профиля); и, наконец, с помощью построенного сплайна вычислялось значение \tilde{f}_j в «пропущенной» точке, которое и сравнивалось с

наблюдаемым в этой точке значением f_j . Данная процедура использовалась опять же в двух вариантах – применительно к самим значениям (SIa) и применительно к отклонениям от норм (SIb).

Т а б л и ц а 1

Значения параметров корреляционной функции, обеспечивающие минимальное среднеквадратическое расхождение между наблюдаемыми и интерполированными значениями для аэрологических величин в пограничном слое атмосферы

Величина	α	β	γ
T	1,00000	0,00051	0,97828
U	0,99671	0,03440	0,85118
V	1,00000	0,00001	0,81362
R	0,99500	0,07757	1,13696

Использовалась также интерполяция с помощью кубического сплайна Акимы (AI) [8], процедура которой в точности совпадает с предыдущей, с единственной разницей, что вместо стандартного кубического сплайна использовался кубический сплайн Акимы, который обеспечивает построение более гладкого профиля по сравнению со стандартным кубическим сплайном (для которого при значительных изменениях интерполируемого параметра на близких расстояниях иногда возникают определенные осцилляции). Интерполяция со сплайном Акимы также использовалась в двух вариантах – применительно к самим значениям (AIa) и применительно к отклонениям от норм (AIb).

Таким образом, именно эти пять методов интерполяции (четыре из которых – в двух вариантах) были протестированы с целью определения метода интерполяции, обеспечивающего минимальное значение среднеквадратической разности между интерполированными и наблюдаемыми значениями.

Кроме перечисленных методов интерполяции, на самом деле, были также испытаны три дополнительных модификации линейной, логарифмической и оптимальной интерполяции:

а) линейная степенная, когда коэффициент интерполяции a_i из (4) может иметь степенную зависимость, т.е. вместо коэффициента a_i используется модифицированный коэффициент

$$a_{mi} = (a_i)^{\xi}, \quad (11)$$

где степенной параметр ξ для каждой из интерполируемых величин определялся методом минимизации среднеквадратических разностей между наблюдаемыми и интерполированными значениями;

б) логарифмическая степенная, когда коэффициент интерполяции b_i из (7) может иметь степенную зависимость, т.е. вместо коэффициента b_i используется модифицированный коэффициент

$$b_{mi} = (b_i)^\mu, \quad (12)$$

где степенной параметр μ для каждой из интерполируемых величин определялся методом минимизации среднеквадратических разностей между наблюдаемыми и интерполированными значениями;

в) множественная оптимальная интерполяция, когда для каждой точки сверху и снизу используется не один, а два и более уровней, по которым проводится интерполяция.

Однако применительно к исследуемым данным наблюдений в пограничном слое каждый из этих дополнительных исследованных методов показал лишь незначительное (до нескольких процентов) улучшение по сравнению с исходным методом при значительном росте затрат вычислительных ресурсов и потому далее не рассматривается.

Необходимые оценки были получены как для каждого месяца и каждого срока наблюдений, так и для всей совокупности наблюдений. В частности, таблица 2 содержит данные о точности перечисленных выше методов интерполяции применительно к значениям температуры T , зонального ветра U , меридионального ветра V и относительной влажности R в пограничном слое по совокупности всех 12 месяцев и сроков наблюдения. Достаточно очевидно, что стабильное (хотя и не очень большое) преимущество имеет метод сплайновой интерполяции по сплайну Акимы. Именно из этих соображений на этапе контроля качества (этап 1 и 3) используется именно этот метод интерполяции.

Из таблицы 2 видно, что среднеквадратическая ошибка интерполяции достаточно близка к известным ошибкам наблюдения соответствующих величин в нижней части атмосферы. Это говорит о том, что исследованные методы интерполяции обеспечивают точность интерполяции, близкую к максимально возможной.

Приблизительно такое же соотношение между методами интерполяции и практически такие же оценки точности имеют место и для каждого срока наблюдения (см., например, таблицу 3 для

интерполяции по сплайну Акимы), с весьма малым преимуществом наблюдений за срок 06 часов перед остальными сроками наблюдения. То есть суточный ход наблюдаемых величин практически не сказывается на точности интерполяции.

Таблица 2

Среднее значение и стандартное отклонение разностей между наблюдаемыми и интерполированными разными методами значениями для T , U , V и R в пограничном слое.

N – число случаев.

Метод	T , °C		U , м/с		V , м/с		R , %	
	Среднее	Сигма	Среднее	Сигма	Среднее	Сигма	Среднее	Сигма
L1a	0,03	0,73	0,10	1,06	0,00	0,96	-0,01	3,69
Lib	0,00	0,71	0,01	1,03	0,01	0,96	-0,02	3,67
G1a	0,17	0,76	0,04	1,01	0,01	0,93	0,04	3,74
G1b	0,01	0,70	0,01	1,00	0,01	0,93	-0,06	3,73
O1	0,00	0,71	0,01	1,03	0,01	0,96	-0,02	3,67
Spa	0,00	0,80	0,01	1,18	0,01	1,07	-0,01	3,88
SPb	0,00	0,79	0,00	1,16	0,00	1,06	-0,01	3,88
A1a	0,01	0,66	0,05	0,92	0,01	0,85	0,00	3,38
A1b	0,00	0,66	0,01	0,91	0,01	0,85	0,00	3,38
N	257979		239898		239898		255847	

Таблица 3

Суточный ход средних значений и стандартных отклонений разностей между наблюдаемыми и интерполированными методом сплайна Акимы значениями для T , U , V и R в пограничном слое по всем месяцам (число случаев приблизительно пропорционально числу случаев из таблицы 2)

Срок	T , °C		U , м/с		V , м/с		R , %	
	Среднее	Сигма	Среднее	Сигма	Среднее	Сигма	Среднее	Сигма
00 ч	0,00	0,70	0,00	0,91	0,01	0,86	0,02	3,57
06 ч	-0,01	0,63	0,01	0,89	0,00	0,82	0,00	2,99
12 ч	0,00	0,66	0,01	0,91	0,00	0,83	-0,02	3,47
18 ч	0,01	0,59	0,01	0,93	0,01	0,87	0,01	3,24

В то же время годовой ход для разных методов интерполяции прослеживается более очевидно (см., например, таблицу 4 для интерполяции по сплайну Акимы). В частности, для

температуры очевидный минимум ошибки интерполяции наблюдается в летние месяцы (до 0,53 °С) и максимум в зимние (до 0,77 °С). Для относительной влажности минимальная ошибка интерполяции (до 2,86 %) имеет место для наиболее холодных и сухих месяцев (январь – февраль) и максимальная (до 3,79 %) для сентября – октября. Для ветра же некоторые локальные минимумы ошибок интерполяции наблюдаются для лета и зимы и максимумы для переходных сезонов.

Таблица 4

Годовой ход средних значений и стандартных отклонений разностей между наблюдаемыми и интерполированными методом сплайна Акимы значениями для T , U , V и R в пограничном слое по всем срокам (число случаев приблизительно пропорционально числу случаев из таблицы 2)

Месяц	T , °С		U , м/с		V , м/с		R , %	
	Среднее	Сигма	Среднее	Сигма	Среднее	Сигма	Среднее	Сигма
Январь	-0,00	0,77	0,01	0,89	0,01	0,82	-0,01	2,86
Февраль	0,00	0,73	0,02	0,89	0,01	0,80	-0,02	2,88
Март	0,00	0,64	0,01	0,87	0,01	0,75	0,00	3,29
Апрель	0,00	0,59	0,01	0,99	0,01	0,91	0,01	3,45
Май	0,00	0,58	0,01	0,96	0,00	0,89	0,00	3,28
Июнь	0,00	0,55	0,02	0,93	0,00	0,89	0,00	3,59
Июль	0,00	0,53	0,02	0,84	0,00	0,83	0,01	3,44
Август	0,00	0,56	0,01	0,88	0,00	0,81	0,03	3,72
Сентябрь	0,00	0,61	0,01	0,91	0,00	0,86	0,02	3,78
Октябрь	0,00	0,63	0,01	0,92	0,01	0,88	0,01	3,79
Ноябрь	0,00	0,76	0,01	0,86	0,01	0,79	-0,03	3,35
Декабрь	-0,01	0,76	0,01	0,88	0,02	0,85	0,00	3,07

Контроль качества данных в пограничном слое

Накопленные данные радиозондовых наблюдений в процессе сбора с каналов связи и накопления проходили процедуру комплексного контроля качества данных, состоящую в оценке наблюдаемых значений на физические и локальные климатические пределы, оценке согласования наблюдений по уравнению гидростатики атмосферы (статический контроль), согласованности наблюдений на соседних станциях для стандартных изобарических поверхностей (горизонтальный контроль), согласованности данных на

изобарических поверхностях и особых точках профилей (вертикальный контроль) [2, 12]. При этом основным критерием качества данных являлось взаимно согласованные показания перечисленных выше компонентов контроля, в чем и состоит смысл именно комплексного контроля качества.

Для того чтобы исключить негативное влияние возможно пропущенных ошибок на оцениваемые параметры пограничного слоя, необходимым этапом работы является проведение дополнительного контроля качества данных с более детальным рассмотрением данных в рамках именно пограничного слоя атмосферы.

За основу была принята следующая процедура контроля качества:

1) по уже прошедшим контроль качества оригинальным значениям наблюдений из аэрологической телеграммы выполняется интерполяция наблюдений на вполне детальный набор высот H_s в рамках слоя от 0 до 3000 м над уровнем земли;

2) для набора высот H_s для каждого месяца (чтобы учесть годовой ход) и каждого стандартного срока наблюдения (чтобы учесть суточный ход) рассчитываются многолетние средние значения и стандартные отклонения для проинтерполированных значений;

3) для каждого проинтерполированного значения производится сравнение с многолетним средним значением для данного месяца и срока наблюдения; проинтерполированное значение признается ошибочным, если оно отклоняется от климатического среднего более чем на 5 соответствующих стандартных отклонений и в дальнейших расчетах не участвует, т.е. значение $f_{набл.}(H)$, наблюдаемое на высоте H , признается ошибочным, если

$$\left| f_{набл.}(H) - \bar{f}(H) \right| > 5,0 \cdot \sigma_f(H), \quad (13)$$

где f – одна из наблюдаемых величин (P , T , U , V или R), $\bar{f}(H)$ – среднее климатическое и $\sigma_f(H)$ – стандартное отклонение величины f для данного месяца и срока наблюдения.

Примеры рассчитанных таким образом климатических характеристик для каждого из четырех стандартных сроков наблюдения по станции Нижний Новгород для величин температуры T , зональной U и меридиональной V составляющих ветра, а также относительной влажности R для многолетнего января и многолетнего июля приведены в таблицах 5–12. Здесь же приведен

и список высот (практически через каждые 100 м), для которых выполнялась интерполяция.

Из этих таблиц видно, что как средние значения, так и стандартные отклонения контролируемых параметров имеют определенный суточный ход и изменяются по вертикали (порой весьма значительно, как, например, стандартные отклонения для ветра и влажности), а потому учет этих изменений в рамках изложенной процедуры контроля качества является вполне оправданным и ведет к повышению качества данных наблюдений.

В процессе процедуры контроля (этап 1 – интерполяция наблюдаемых значений на выбранный набор высот для расчета климатических характеристик, а также этап 3 – интерполяция климатических характеристик с выбранного набора высот в данную точку) используется процедура интерполяции как наблюдаемых, так и климатических данных.

Таблица 5

Распределение параметров климатического контроля температуры (T) в пределах высот 0–3000 м над уровнем земли для многолетнего января для четырех стандартных сроков наблюдения (00, 06, 12 и 18 ч GMT) по станции Нижний Новгород за период 1964–2010 гг.

Высота, м	Число наблюдений				Среднее значение T , °C				Стандартное отклонение T , °C			
	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18
0	1223	334	1172	174	-10,27	-10,50	-9,41	-10,52	7,97	8,34	7,40	8,22
50	1232	337	1177	174	-10,34	-10,57	-9,71	-10,47	7,66	7,97	7,22	7,98
100	1232	337	1177	174	-10,32	-10,51	-9,84	-10,41	7,40	7,69	7,04	7,72
150	1232	337	1177	174	-10,27	-10,44	-9,95	-10,35	7,17	7,45	6,87	7,50
200	1232	337	1177	174	-10,18	-10,37	-10,02	-10,31	6,94	7,25	6,71	7,29
300	1232	337	1178	174	-9,92	-10,23	-10,00	-10,22	6,54	6,95	6,40	6,96
400	1232	337	1178	174	-9,59	-10,04	-9,80	-10,11	6,20	6,77	6,11	6,69
500	1231	337	1178	174	-9,34	-9,90	-9,56	-10,04	5,93	6,54	5,86	6,44
600	1231	337	1178	174	-9,19	-9,82	-9,37	-9,97	5,78	6,37	5,73	6,23
700	1231	337	1177	174	-9,13	-9,81	-9,28	-9,98	5,69	6,27	5,63	6,07
800	1231	336	1177	174	-9,14	-9,75	-9,29	-10,04	5,62	6,07	5,57	5,94

Окончание табл. 5

Высота, м	Число наблюдений				Среднее значение T , °С				Стандартное отклонение T , °С			
	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18
900	1231	336	1177	174	-9,22	-9,83	-9,37	-10,13	5,57	6,02	5,52	5,84
1000	1231	335	1177	174	-9,37	-10,02	-9,52	-10,24	5,54	5,85	5,48	5,78
1100	1231	335	1177	174	-9,59	-10,21	-9,73	-10,44	5,52	5,83	5,46	5,74
1200	1231	335	1177	174	-9,83	-10,47	-9,97	-10,73	5,51	5,81	5,44	5,72
1300	1231	336	1177	174	-10,13	-10,73	-10,25	-11,05	5,50	5,89	5,43	5,72
1400	1231	336	1177	174	-10,45	-11,11	-10,55	-11,40	5,50	5,80	5,43	5,71
1500	1231	336	1177	174	-10,79	-11,49	-10,88	-11,81	5,50	5,78	5,45	5,71
1600	1231	336	1177	174	-11,15	-11,88	-11,24	-12,23	5,49	5,77	5,47	5,70
1700	1231	337	1177	174	-11,53	-12,36	-11,62	-12,68	5,50	5,89	5,47	5,69
1800	1231	337	1177	174	-11,93	-12,79	-12,00	-13,15	5,50	5,86	5,47	5,70
1900	1231	337	1177	174	-12,35	-13,24	-12,40	-13,64	5,50	5,83	5,48	5,69
2000	1231	337	1178	174	-12,79	-13,71	-12,83	-14,14	5,50	5,80	5,51	5,70
2100	1232	337	1178	174	-13,26	-14,18	-13,28	-14,67	5,54	5,77	5,51	5,71
2200	1232	337	1178	174	-13,72	-14,66	-13,75	-15,20	5,54	5,74	5,51	5,72
2300	1232	337	1178	174	-14,20	-15,16	-14,24	-15,74	5,54	5,72	5,51	5,74
2400	1232	337	1178	174	-14,69	-15,69	-14,75	-16,28	5,55	5,70	5,52	5,76
2500	1232	337	1178	174	-15,20	-16,22	-15,25	-16,83	5,56	5,68	5,52	5,77
2600	1232	337	1178	174	-15,72	-16,74	-15,74	-17,39	5,57	5,68	5,54	5,78
2700	1231	337	1178	174	-16,25	-17,27	-16,25	-17,94	5,58	5,68	5,54	5,78
2800	1229	337	1178	174	-16,79	-17,82	-16,78	-18,48	5,59	5,68	5,54	5,78
2900	1229	337	1178	174	-17,35	-18,38	-17,32	-19,05	5,61	5,68	5,54	5,80
3000	1229	337	1178	174	-17,89	-18,95	-17,87	-19,61	5,62	5,69	5,54	5,82

Таблица 6

Распределение параметров климатического контроля температуры (T) в пределах высот 0–3000 м над уровнем земли для многолетнего июля для сроков наблюдения 00, 06, 12 и 18 ч GMT по станции Нижний Новгород за период 1964–2010 гг.

Высота, м	Число наблюдений				Среднее значение T , °С				Стандартное отклонение T , °С			
	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18
0	1203	310	1182	115	15,56	18,21	22,11	17,86	3,26	3,55	4,52	3,48
50	1260	312	1186	119	16,10	17,81	21,48	17,74	3,52	3,58	4,51	3,59
100	1260	312	1186	119	16,40	17,46	20,94	17,46	3,77	3,62	4,50	3,63
150	1260	312	1186	119	16,61	17,12	20,41	17,18	4,02	3,65	4,48	3,68
200	1260	312	1186	119	16,72	16,78	19,89	16,91	4,22	3,69	4,46	3,72
300	1260	312	1186	119	16,58	16,12	18,89	16,29	4,39	3,76	4,44	3,78
400	1260	312	1186	119	16,20	15,46	17,95	15,64	4,43	3,83	4,42	3,83
500	1260	312	1186	119	15,68	14,81	17,05	14,96	4,42	3,90	4,39	3,83
600	1260	312	1186	119	15,08	14,14	16,17	14,26	4,38	3,95	4,36	3,81
700	1260	312	1186	119	14,43	13,47	15,31	13,55	4,33	3,96	4,32	3,79
800	1260	312	1186	119	13,76	12,78	14,46	12,84	4,28	3,96	4,27	3,77
900	1260	312	1186	119	13,06	12,10	13,63	12,13	4,23	3,94	4,23	3,74
1000	1260	312	1186	119	12,36	11,42	12,82	11,41	4,19	3,90	4,18	3,71
1100	1260	312	1186	119	11,65	10,76	12,03	10,70	4,14	3,85	4,13	3,68
1200	1260	312	1186	119	10,95	10,09	11,28	10,01	4,10	3,80	4,09	3,66
1300	1260	312	1186	120	10,27	9,44	10,55	9,31	4,07	3,75	4,03	3,61
1400	1260	312	1186	120	9,59	8,80	9,83	8,65	4,04	3,70	4,01	3,56
1500	1260	312	1186	120	8,92	8,17	9,13	8,01	4,01	3,66	3,99	3,52
1600	1260	312	1185	120	8,26	7,57	8,43	7,36	3,98	3,60	3,93	3,46
1700	1260	312	1185	120	7,61	6,95	7,76	6,73	3,95	3,55	3,89	3,42
1800	1260	312	1185	120	6,97	6,34	7,12	6,11	3,91	3,50	3,85	3,38
1900	1260	312	1186	120	6,34	5,75	6,50	5,49	3,86	3,45	3,83	3,34
2000	1260	312	1186	120	5,73	5,18	5,88	4,88	3,82	3,40	3,78	3,31
2100	1260	312	1186	120	5,12	4,59	5,27	4,28	3,76	3,36	3,73	3,30
2200	1260	312	1186	120	4,53	4,01	4,69	3,68	3,71	3,32	3,66	3,29
2300	1260	312	1186	120	3,96	3,45	4,12	3,09	3,66	3,27	3,61	3,27
2400	1260	312	1186	120	3,40	2,90	3,56	2,50	3,60	3,23	3,56	3,26
2500	1260	312	1186	120	2,84	2,36	3,02	1,91	3,55	3,18	3,51	3,24
2600	1260	312	1186	120	2,28	1,83	2,49	1,33	3,50	3,15	3,46	3,21
2700	1260	312	1186	120	1,72	1,29	1,95	0,75	3,45	3,13	3,41	3,17
2800	1260	312	1186	120	1,16	0,75	1,41	0,16	3,40	3,14	3,36	3,14
2900	1260	310	1186	120	0,60	0,18	0,85	-0,43	3,35	3,12	3,32	3,13
3000	1260	310	1185	120	0,03	-0,38	0,30	-1,00	3,32	3,13	3,27	3,11

Таблица 7

Распределение параметров климатического контроля зональной составляющей ветра (U) в пределах высот 0–3000 м над уровнем земли для многолетнего января для сроков наблюдения 00, 06, 12 и 18 ч GMT по станции Нижний Новгород за период 1964–2010 гг.

Высота, м	Число наблюдений				Среднее значение U , м/с				Стандартное отклонение U , м/с			
	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18
0	992	312	975	169	0,69	0,82	0,75	0,54	2,28	2,50	2,35	2,50
50	1017	315	993	169	1,36	1,26	1,32	0,84	3,28	3,09	3,16	2,99
100	1040	316	1010	169	1,73	1,58	1,63	1,17	3,86	3,39	3,73	3,35
150	1057	320	1034	169	2,13	2,05	1,94	1,52	4,36	4,01	4,27	3,70
200	1064	321	1042	170	2,48	2,32	2,28	1,82	4,73	4,28	4,64	4,07
300	1070	325	1046	171	3,12	2,88	2,91	2,49	5,23	4,87	5,15	4,75
400	1075	328	1048	171	3,68	3,37	3,47	2,99	5,65	5,30	5,61	5,29
500	1078	329	1051	172	4,16	3,71	3,93	3,39	5,99	5,74	6,09	5,63
600	1081	332	1051	172	4,53	4,05	4,29	3,65	6,31	6,00	6,42	5,83
700	1082	332	1053	172	4,78	4,37	4,60	3,85	6,50	6,22	6,66	5,95
800	1082	332	1053	173	4,99	4,67	4,85	4,17	6,65	6,40	6,84	6,33
900	1082	332	1053	173	5,18	4,95	5,08	4,33	6,79	6,57	7,00	6,44
1000	1082	332	1053	174	5,36	5,19	5,26	4,47	6,91	6,73	7,14	6,53
1100	1093	333	1064	174	5,54	5,38	5,39	4,58	7,02	6,85	7,27	6,64
1200	1132	335	1102	174	5,73	5,58	5,52	4,68	7,08	6,92	7,34	6,74
1300	1185	336	1150	174	5,85	5,77	5,57	4,75	7,16	7,09	7,35	6,80
1400	1202	336	1164	174	5,84	5,85	5,59	4,81	7,19	7,11	7,35	6,84
1500	1204	336	1166	174	5,86	5,94	5,64	4,87	7,21	7,12	7,33	6,90
1600	1204	336	1167	174	5,91	6,02	5,69	4,92	7,22	7,14	7,32	6,95
1700	1204	336	1167	174	5,97	6,10	5,75	4,97	7,25	7,18	7,33	7,03
1800	1204	336	1167	174	6,04	6,20	5,82	5,02	7,28	7,23	7,36	7,12
1900	1204	336	1167	174	6,13	6,29	5,90	5,07	7,33	7,29	7,41	7,23
2000	1204	336	1167	174	6,22	6,40	6,00	5,12	7,39	7,35	7,46	7,34
2100	1204	336	1167	174	6,32	6,50	6,12	5,16	7,47	7,43	7,51	7,47
2200	1204	336	1167	174	6,43	6,61	6,23	5,23	7,56	7,52	7,58	7,60
2300	1204	336	1167	174	6,54	6,72	6,35	5,29	7,65	7,61	7,65	7,75
2400	1204	336	1167	174	6,66	6,82	6,48	5,36	7,75	7,71	7,75	7,90
2500	1204	336	1167	174	6,78	6,94	6,60	5,44	7,86	7,81	7,85	8,05
2600	1207	336	1167	174	6,91	7,06	6,72	5,53	7,99	7,91	7,95	8,21
2700	1209	336	1168	174	7,03	7,16	6,84	5,62	8,07	8,00	8,05	8,35
2800	1212	337	1168	174	7,12	7,25	6,91	5,70	8,17	8,06	8,13	8,49
2900	1216	337	1168	174	7,19	7,33	6,98	5,79	8,22	8,13	8,19	8,62
3000	1217	337	1168	174	7,27	7,42	7,06	5,88	8,28	8,20	8,25	8,74

Таблица 8

Распределение параметров климатического контроля зональной составляющей ветра (U) в пределах высот 0–3000 м над уровнем земли для многолетнего июля для сроков наблюдения 00, 06, 12 и 18 ч GMT по станции Нижний Новгород за период 1964–2010 гг.

Высота, м	Число наблюдений				Среднее значение U , м/с				Стандартное отклонение U , м/с			
	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18
0	959	297	948	104	-0,12	0,45	0,23	0,38	1,59	1,81	2,00	1,57
50	1014	298	950	104	-0,03	0,52	0,34	0,52	2,10	1,99	2,40	1,62
100	1020	298	955	104	0,08	0,59	0,46	0,64	2,50	2,14	2,72	1,74
150	1023	298	958	107	0,19	0,66	0,55	0,90	2,85	2,31	3,03	2,87
200	1030	299	961	109	0,30	0,74	0,60	1,03	3,21	2,47	3,28	3,02
300	1030	300	961	111	0,46	0,83	0,72	1,53	3,50	2,84	3,62	3,78
400	1033	301	963	113	0,61	0,98	0,84	1,80	3,79	3,26	3,91	4,25
500	1038	302	964	113	0,75	1,05	0,98	1,98	4,11	3,62	4,15	4,43
600	1047	306	969	113	0,89	1,12	1,07	2,15	4,39	4,11	4,35	4,60
700	1047	310	972	117	1,01	1,05	1,19	2,28	4,48	4,57	4,51	4,68
800	1048	310	973	117	1,15	1,13	1,25	2,39	4,59	4,79	4,64	4,82
900	1048	310	974	117	1,28	1,21	1,36	2,50	4,68	4,99	4,78	4,95
1000	1047	310	973	117	1,37	1,29	1,42	2,60	4,75	5,17	4,85	5,08
1100	1049	311	973	117	1,49	1,31	1,47	2,69	4,88	5,42	4,99	5,19
1200	1066	311	987	117	1,62	1,41	1,60	2,76	4,98	5,50	5,08	5,27
1300	1147	312	1073	120	1,84	1,51	1,93	2,83	5,10	5,56	5,29	5,27
1400	1238	312	1160	120	1,84	1,58	1,96	2,89	5,07	5,58	5,25	5,31
1500	1248	312	1170	120	1,87	1,66	1,99	2,96	5,07	5,58	5,22	5,32
1600	1248	311	1170	120	1,94	1,80	2,03	3,03	5,09	5,45	5,21	5,34
1700	1248	311	1170	120	2,00	1,87	2,08	3,09	5,11	5,45	5,21	5,36
1800	1248	311	1172	120	2,04	1,93	2,14	3,16	5,11	5,45	5,23	5,39
1900	1248	311	1172	120	2,09	2,00	2,19	3,22	5,16	5,47	5,25	5,40
2000	1248	311	1172	120	2,15	2,06	2,23	3,30	5,22	5,50	5,29	5,43
2100	1248	311	1172	120	2,20	2,12	2,28	3,36	5,29	5,54	5,33	5,47
2200	1248	311	1172	120	2,27	2,18	2,33	3,43	5,37	5,59	5,38	5,51
2300	1248	311	1172	120	2,33	2,24	2,38	3,49	5,47	5,65	5,45	5,56
2400	1248	311	1172	120	2,40	2,30	2,44	3,56	5,57	5,73	5,53	5,62
2500	1248	311	1172	120	2,47	2,36	2,50	3,62	5,67	5,80	5,62	5,69
2600	1248	311	1172	120	2,54	2,43	2,56	3,68	5,76	5,89	5,71	5,76
2700	1248	311	1172	120	2,62	2,51	2,62	3,75	5,87	5,99	5,81	5,84
2800	1249	311	1173	120	2,70	2,59	2,69	3,81	5,97	6,08	5,91	5,92
2900	1252	310	1177	120	2,79	2,57	2,77	3,86	6,05	6,31	6,00	5,99
3000	1253	310	1182	120	2,85	2,63	2,83	3,91	6,09	6,37	6,04	6,04

Таблица 9

Распределение параметров климатического контроля
меридиональной составляющей ветра (V) в пределах высот
0–3000 м над уровнем земли для многолетнего января
для сроков наблюдения 00, 06, 12 и 18 ч GMT
по станции Нижний Новгород за 1964–2010 гг.

Высота, м	Число наблюдений				Среднее значение V , м/с				Стандартное отклонение V , м/с			
	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18
0	992	312	975	169	0,62	0,70	0,68	0,20	1,88	2,06	1,96	2,10
50	1017	315	993	169	0,94	0,84	0,98	0,28	2,68	2,58	2,72	2,64
100	1040	316	1010	169	1,08	0,76	1,10	0,26	3,34	3,03	3,37	3,09
150	1057	320	1034	169	1,21	0,78	1,27	0,21	3,90	3,62	4,06	3,52
200	1064	321	1042	170	1,28	0,77	1,37	0,23	4,31	4,07	4,54	4,10
300	1070	325	1046	171	1,34	0,92	1,47	0,17	5,12	5,20	5,34	5,16
400	1075	328	1048	171	1,42	1,03	1,46	0,01	5,86	6,12	6,00	5,97
500	1078	329	1051	172	1,38	0,96	1,47	-0,02	6,41	6,61	6,58	6,81
600	1081	332	1051	172	1,34	1,00	1,38	-0,11	6,81	7,13	6,93	7,27
700	1082	332	1053	172	1,26	0,91	1,33	-0,16	7,07	7,40	7,26	7,58
800	1082	332	1053	173	1,19	0,82	1,23	-0,15	7,28	7,65	7,50	7,89
900	1082	332	1053	173	1,12	0,74	1,15	-0,21	7,51	7,89	7,73	8,17
1000	1082	332	1053	174	1,05	0,66	1,09	-0,09	7,73	8,12	7,96	8,78
1100	1093	333	1064	174	0,97	0,58	1,05	-0,17	7,94	8,30	8,15	9,02
1200	1132	335	1102	174	0,86	0,55	0,93	-0,24	8,12	8,43	8,36	9,19
1300	1185	336	1150	174	0,90	0,56	0,93	-0,27	8,24	8,53	8,56	9,31
1400	1202	336	1164	174	0,87	0,55	0,90	-0,31	8,30	8,57	8,57	9,38
1500	1204	336	1166	174	0,84	0,54	0,87	-0,36	8,32	8,62	8,59	9,42
1600	1204	336	1167	174	0,79	0,52	0,84	-0,42	8,36	8,68	8,61	9,46
1700	1204	336	1167	174	0,74	0,49	0,79	-0,47	8,41	8,75	8,64	9,51
1800	1204	336	1167	174	0,68	0,47	0,74	-0,53	8,46	8,83	8,68	9,56
1900	1204	336	1167	174	0,62	0,44	0,69	-0,60	8,53	8,92	8,74	9,61
2000	1204	336	1167	174	0,55	0,41	0,63	-0,68	8,62	9,01	8,81	9,67
2100	1204	336	1167	174	0,48	0,37	0,58	-0,76	8,71	9,12	8,89	9,74
2200	1204	336	1167	174	0,42	0,34	0,52	-0,85	8,81	9,23	8,99	9,81
2300	1204	336	1167	174	0,34	0,31	0,46	-0,96	8,93	9,36	9,10	9,90
2400	1204	336	1167	174	0,28	0,26	0,39	-1,06	9,05	9,49	9,22	10,00
2500	1204	336	1167	174	0,20	0,21	0,32	-1,17	9,18	9,63	9,35	10,10
2600	1207	336	1167	174	0,13	0,15	0,24	-1,27	9,31	9,77	9,49	10,22
2700	1209	336	1168	174	0,05	0,12	0,17	-1,35	9,45	9,90	9,63	10,34
2800	1212	337	1168	174	-0,03	0,10	0,11	-1,39	9,58	9,99	9,73	10,42
2900	1216	337	1168	174	-0,05	0,08	0,09	-1,43	9,66	10,06	9,80	10,51
3000	1217	337	1168	174	-0,08	0,06	0,06	-1,47	9,75	10,14	9,87	10,60

Таблица 10

Распределение параметров климатического контроля
меридиональной составляющей ветра (V) в пределах высот
0–3000 м над уровнем земли для многолетнего июля
для сроков наблюдения 00, 06, 12 и 18 ч GMT
по станции Нижний Новгород за 1964–2010 гг.

Высота, м	Число наблюдений				Среднее значение V , м/с				Стандартное отклонение V , м/с			
	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18
0	959	297	948	104	-0,18	-0,32	-0,43	-0,63	1,22	1,59	2,04	1,61
50	1014	298	950	104	-0,19	-0,40	-0,47	-0,72	1,79	1,86	2,45	1,78
100	1020	298	955	104	-0,25	-0,43	-0,50	-0,81	2,28	2,05	2,82	2,02
150	1023	298	958	107	-0,30	-0,46	-0,52	-0,82	2,71	2,28	3,16	2,52
200	1030	299	961	109	-0,32	-0,50	-0,53	-0,88	3,15	2,64	3,45	3,43
300	1030	300	961	111	-0,38	-0,52	-0,53	-0,76	3,66	3,17	3,82	4,34
400	1033	301	963	113	-0,42	-0,58	-0,51	-0,92	4,13	3,61	4,16	5,22
500	1038	302	964	113	-0,46	-0,58	-0,48	-1,03	4,52	4,07	4,44	5,54
600	1047	306	969	113	-0,45	-0,61	-0,42	-1,10	4,85	4,63	4,75	5,79
700	1047	310	972	117	-0,44	0,52	-0,34	-1,10	4,99	5,08	4,95	5,96
800	1048	310	973	117	-0,44	-0,54	-0,29	-1,18	5,09	5,37	5,08	6,11
900	1048	310	974	117	-0,45	-0,55	-0,25	-1,24	5,18	5,64	5,21	6,24
1000	1047	310	973	117	-0,45	-0,55	-0,18	-1,30	5,28	5,90	5,32	6,37
1100	1049	311	973	117	-0,48	-0,54	-0,16	-1,35	5,42	6,13	5,41	6,48
1200	1066	311	987	117	-0,46	-0,50	-0,11	-1,40	5,54	6,34	5,60	6,57
1300	1147	312	1073	120	-0,49	-0,46	-0,16	-1,35	5,71	6,47	5,85	6,71
1400	1238	312	1160	120	-0,48	-0,42	-0,14	-1,35	5,73	6,54	5,88	6,74
1500	1248	312	1170	120	-0,44	-0,38	-0,10	-1,34	5,75	6,57	5,90	6,76
1600	1248	311	1170	120	-0,40	-0,35	-0,07	-1,32	5,79	6,60	5,93	6,76
1700	1248	311	1170	120	-0,37	-0,30	-0,04	-1,29	5,85	6,62	5,97	6,77
1800	1248	311	1172	120	-0,34	-0,25	-0,05	-1,26	5,91	6,64	6,10	6,78
1900	1204	336	1167	174	0,62	0,44	0,69	-0,60	8,53	8,92	8,74	9,61
2000	1204	336	1167	174	0,55	0,41	0,63	-0,68	8,62	9,01	8,81	9,67
2100	1204	336	1167	174	0,48	0,37	0,58	-0,76	8,71	9,12	8,89	9,74
2200	1204	336	1167	174	0,42	0,34	0,52	-0,85	8,81	9,23	8,99	9,81
2300	1204	336	1167	174	0,34	0,31	0,46	-0,96	8,93	9,36	9,10	9,90
2400	1204	336	1167	174	0,28	0,26	0,39	-1,06	9,05	9,49	9,22	10,00
2500	1204	336	1167	174	0,20	0,21	0,32	-1,17	9,18	9,63	9,35	10,10
2600	1207	336	1167	174	0,13	0,15	0,24	-1,27	9,31	9,77	9,49	10,22
2700	1209	336	1168	174	0,05	0,12	0,17	-1,35	9,45	9,90	9,63	10,34
2800	1212	337	1168	174	-0,03	0,10	0,11	-1,39	9,58	9,99	9,73	10,42
2900	1216	337	1168	174	-0,05	0,08	0,09	-1,43	9,66	10,06	9,80	10,51
3000	1217	337	1168	174	-0,08	0,06	0,06	-1,47	9,75	10,14	9,87	10,60

Таблица 11

Распределение параметров климатического контроля
относительной влажности (R) в пределах высот 0–3000 м
над уровнем земли для многолетнего января
для сроков наблюдения 00, 06, 12 и 18 ч GMT
по станции Нижний Новгород за 1964–2010 гг.

Высота, м	Число наблюдений				Среднее значение R , %				Стандартное отклонение R , %			
	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18
0	1180	331	1131	171	84,05	86,53	81,05	83,98	8,98	7,79	10,07	8,39
50	1189	335	1135	171	84,02	86,02	81,38	83,78	9,20	7,91	10,09	8,35
100	1187	335	1133	170	84,10	85,76	81,62	83,83	9,28	8,02	10,19	8,14
150	1185	335	1134	170	84,04	85,48	81,73	83,73	9,56	8,25	10,55	8,25
200	1185	335	1135	170	83,91	85,19	81,84	83,57	9,98	8,58	10,91	8,44
300	1191	336	1139	170	83,34	84,43	81,80	83,29	11,51	9,72	11,95	9,01
400	1199	335	1143	170	82,62	83,82	81,43	82,97	13,09	10,65	13,29	9,78
500	1205	334	1146	170	81,61	83,21	80,77	82,60	14,73	11,53	14,70	10,59
600	1209	335	1153	172	80,47	82,31	79,65	81,70	16,25	12,90	16,46	12,17
700	1214	336	1155	172	79,26	81,28	78,53	81,13	17,63	14,29	17,95	12,98
800	1214	336	1158	172	78,06	80,18	77,49	80,47	18,75	15,71	18,96	13,83
900	1215	336	1160	173	76,86	79,26	76,37	79,32	19,76	16,68	19,89	15,34
1000	1216	335	1160	173	75,72	78,44	75,27	78,29	20,67	17,50	20,71	16,25
1100	1216	335	1160	173	74,57	77,61	74,19	77,20	21,45	18,34	21,40	17,21
1200	1218	335	1160	173	73,37	76,76	73,10	76,09	22,16	19,07	22,02	18,28
1300	1220	336	1163	173	72,28	75,86	72,03	75,07	22,72	19,68	22,51	19,05
1400	1220	336	1164	173	71,18	74,96	70,90	74,15	23,32	20,29	23,00	19,48
1500	1220	336	1164	173	70,14	74,11	69,80	73,24	23,81	20,69	23,48	19,89
1600	1220	336	1164	173	69,11	73,24	68,71	72,30	24,16	21,05	23,92	20,33
1700	1220	337	1164	173	68,13	72,43	67,67	71,43	24,47	21,40	24,35	20,86
1800	1220	337	1164	173	67,26	71,53	66,62	70,59	24,69	21,71	24,67	21,40
1900	1220	337	1164	173	66,45	70,72	65,66	69,76	24,82	21,96	24,91	21,86
2000	1220	337	1165	173	65,70	70,02	64,75	68,97	24,90	22,15	25,02	22,27
2100	1221	337	1165	173	65,01	69,34	63,91	68,22	24,97	22,41	25,06	22,59
2200	1221	337	1165	173	64,37	68,71	63,18	67,40	25,03	22,72	25,02	22,90
2300	1221	337	1165	173	63,73	68,12	62,58	66,54	25,06	22,89	25,01	23,29
2400	1221	337	1165	173	63,13	67,44	62,01	65,73	25,12	23,02	25,03	23,70
2500	1221	337	1165	173	62,65	66,91	61,50	65,00	25,16	23,21	25,03	24,06
2600	1221	337	1165	173	62,26	66,30	60,98	64,42	25,20	23,43	24,98	24,32
2700	1220	337	1163	173	61,87	65,76	60,46	63,84	25,19	23,59	24,96	24,37
2800	1218	336	1162	173	61,46	65,36	59,93	63,23	25,13	23,64	24,92	24,42
2900	1218	336	1162	173	61,05	64,85	59,48	62,78	25,06	23,63	24,93	24,41
3000	1218	336	1162	173	60,59	64,32	59,09	62,38	24,97	23,62	24,95	24,30

Таблица 12

Распределение параметров климатического контроля
относительной влажности (R) в пределах высот 0–3000 м
над уровнем земли для многолетнего июля
для сроков наблюдения 00, 06, 12 и 18 ч GMT
по станции Нижний Новгород за период 1964–2010 гг.

Высота, м	Число наблюдений				Среднее значение R , %				Стандартное отклонение R , %			
	00	06	12	18	00	06	12	18	00	06	12	18
0	1153	304	1139	113	82,94	73,16	57,00	72,51	9,90	12,86	16,35	13,02
50	1211	306	1142	117	80,69	73,10	56,97	71,95	10,67	12,83	16,34	12,82
100	1213	306	1142	117	78,60	72,97	57,29	71,65	11,72	12,79	16,31	12,49
150	1214	306	1142	117	76,64	72,84	57,69	71,50	12,80	12,77	16,25	12,26
200	1215	306	1142	117	75,04	72,70	58,15	71,34	13,74	12,79	16,19	12,09
300	1218	306	1143	117	72,98	72,42	59,16	71,23	14,76	13,00	16,06	12,03
400	1219	306	1143	117	71,85	72,20	60,33	71,37	15,12	13,28	15,96	12,02
500	1219	306	1143	117	71,32	72,02	61,48	71,72	15,20	13,52	15,93	11,81
600	1219	306	1143	117	71,12	71,88	62,58	72,21	15,08	13,69	15,80	11,53
700	1220	307	1143	117	71,16	71,63	63,79	72,77	14,93	13,89	15,52	11,27
800	1220	307	1143	117	71,46	71,56	64,91	73,48	14,60	13,75	15,22	10,97
900	1220	307	1143	117	71,89	71,50	66,06	74,15	14,23	13,63	14,90	10,74
1000	1220	307	1143	117	72,40	71,46	67,19	74,79	13,92	13,56	14,59	10,55
1100	1220	307	1143	117	72,89	71,40	68,26	75,39	13,76	13,64	14,32	10,44
1200	1220	307	1143	117	73,28	71,33	69,24	75,90	13,78	13,94	14,16	10,38
1300	1221	307	1143	118	73,57	71,22	70,10	76,19	13,94	14,31	14,06	10,29
1400	1223	307	1150	118	73,70	71,07	70,72	76,41	14,09	14,64	14,09	10,23
1500	1223	307	1150	118	73,78	70,91	71,10	76,49	14,35	14,96	14,45	10,21
1600	1223	307	1149	118	73,81	70,71	71,44	76,44	14,67	15,25	14,77	10,29
1700	1223	307	1149	118	73,76	70,50	71,56	76,42	15,07	15,50	15,27	10,48
1800	1223	307	1149	118	73,65	70,20	71,50	76,36	15,53	15,81	15,81	10,82
1900	1223	307	1150	118	73,45	69,82	71,22	76,21	15,97	16,24	16,46	11,22
2000	1223	307	1150	118	73,14	69,35	70,88	75,83	16,45	16,83	17,05	11,90
2100	1223	307	1150	118	72,76	68,93	70,44	75,47	17,00	17,44	17,62	12,80
2200	1223	307	1150	118	72,13	68,54	69,77	75,03	17,67	18,03	18,33	13,80
2300	1223	307	1150	118	71,50	68,14	69,03	74,59	18,38	18,65	19,00	14,60
2400	1223	307	1150	118	70,79	67,61	68,11	74,14	19,13	19,21	19,70	15,26
2500	1223	307	1150	118	70,10	67,31	67,28	73,68	19,84	19,53	20,38	15,84
2600	1223	307	1150	118	69,39	66,93	66,37	73,13	20,49	20,06	21,10	16,49
2700	1223	307	1150	118	68,68	66,63	65,53	72,50	21,04	20,50	21,79	17,13
2800	1222	307	1150	118	67,97	66,22	64,87	71,90	21,55	20,90	22,33	17,85
2900	1221	307	1150	118	67,21	65,79	64,17	71,46	22,00	21,27	22,64	18,58
3000	1221	307	1149	118	66,43	65,23	63,37	70,76	22,39	21,60	22,91	19,00

Заключение

Таким образом, из многих возможных видов интерполяции был выбран метод кубических сплайнов Акимы, обеспечивающий наименьшую погрешность интерполяции для всех подлежащих оценке величин, определяющих состояние пограничного слоя. И путем применения данного метода интерполяции к штатным аэрологическим наблюдениям получены данные наблюдений температуры, ветра и влажности на всех необходимых стандартных высотах с шагом 50–100 м в слое 0–3000 м, необходимых для оценки параметров пограничного слоя. Кроме того, проинтерполированные наблюдения для расчета характеристик пограничного слоя прошли дополнительный контроль качества.

Предложенная методика расчета параметров пограничного слоя по данным радиозондирования и их контроля может быть полезна для решения различных задач, в том числе для оценки условий атмосферной дисперсии при геоэкономическом обосновании строительства атомных и тепловых электростанций, а также при климатических исследованиях.

Литература

1. Алдухов О. А., Брюхань А. Ф. Пакет программ статистической обработки аэрологических данных для оценки условий атмосферной дисперсии при геоэкономическом обосновании строительства АЭС и ТЭС // Вестник МГСУ. 2012. № 2. С. 188–193.
2. Алдухов О. А. Комплексный контроль аэрологических данных ПГЭП уровня II // Метеорология и гидрология. 1983. № 12. С. 94–102.
3. Брюхань Ф. Ф., Иванов В. Н. Концептуальная схема аэрометеорологических исследований при выборе пункта и площадки атомных станций // Труды ИЭМ. 1992. Вып. 55(155). С. 3–12.
4. Бызова Н. Л., Иванов В. Н., Гаргер Е. К. Турбулентность в пограничном слое атмосферы // Л.: Гидрометеиздат, 1989. 262 с.
5. Бызова Н. Л., Гаргер Е. К., Иванов В. Н. Экспериментальные исследования атмосферной диффузии и расчеты рассеяния примеси // Л.: Гидрометеиздат, 1991. 278 с.
6. Гандин Л. С., Каган Р. Л. Статистические методы интерпретации метеорологических данных // Л.: Гидрометеиздат, 1976. 359 с.
7. Гордин В. А., Локтионова Е. А. О применении сплайн-аппроксимации к расчету профилей температуры // Труды Гидрометцентра СССР. 1978. № 212. С. 56–68.

8. Де Бор К. Практическое руководство по сплайнам // М.: Радио и связь, 1985. 304 с.
9. Стечкин С.Б., Субботин Ю.Н. Сплайны в вычислительной математике // М.: Наука, 1976. 248 с.
10. Руденкова Т.В. Формат архивации текущих аэрологических данных, поступающих по каналам связи для ПЭВМ // Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2010. Вып. 174. С. 41–63.
11. Соколов Ю.Ю. Архив срочных аэрологических данных в пограничном слое на МЛ ЕС ЭВМ // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 1987. Вып. 140. С. 48–55.
12. Alduchov O. A., Eskridge R. E. Complex quality control of upper air parameters at mandatory and significant levels for the CARDS dataset // USA, Asheville, NC. NCDC Report. 1996. 135 p.
13. Eskridge R. E., Alduchov O. A., Chernykh I. V., Zhai P., Doty S. R., Polansky A. C. A Comprehensive Aerological Reference Data Set (CARDS): Rough and systematic errors // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1995. Vol. 76. № 10. P. 1959–1775.
14. Gordin V. A. Mathematical problem and methods in hydrodynamical weather forecasting. Gordon Breach, 2000. – 842 p.
15. Wallis, T. W. R. A subset of core stations from the Comprehensive Aerological Reference Data Set (CARDS) // J. Climate. 1997. Vol. 11, N 2. P. 272–282.

МЕТОДИКА КОНТРОЛЯ И ИСПРАВЛЕНИЯ ДАННЫХ ПО ТРАЕКТОРИЯМ ЦИКЛОНОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Постановка задачи

В статье [1] изложена методика создания архивов траекторий циклонов и антициклонов Северного полушария и приведена повторяемость возникновения указанных образований по годам и месяцам. Достоинством архива является широкий охват территории, в которую включено все пространство Северного полушария, в отличие от других отечественных и зарубежных разработок, направленных на изучение только тропических циклонов (ТЦ).

Тропические циклоны издавна привлекают внимание ученых зарубежных стран, территории которых являются местом их выхода с моря на сушу. Одним из примеров может служить работа [4], посвященная тропическим циклонам Атлантики, обобщающая данные за 110 лет. Территория России не подвержена воздействию ТЦ, однако и в нашей стране им уделяется постоянное внимание, и с этой целью в Гидрометцентре России создан исторический архив траекторий тропических циклонов начиная с 1970 года, который оперативно пополняется данными из региональных метеорологических центров [3].

Научная литература по тропическим циклонам огромна, но гораздо реже исследуются внетропические циклоны. По мнению авторов, причиной является отсутствие архивных данных за период, длительность которого достаточна для получения надежных оценок. В связи с вышеизложенным ясной становится значимость архива траекторий, который на протяжении ряда лет создавался совместными усилиями специалистов Гидрометцентра России (отдел глобального анализа и прогноза погоды) и программистами лаборатории банка данных «Синоптическая метеорология» ВНИИГМИ-МЦД по данным за 1960–1991 гг. Работы были прекращены в конце XX века, и пополнение архива новыми данными с тех пор не происходит. Авторы статьи поставили перед собой задачу – довести контроль и исправление архива до конца, выполнить анализ данных по траекториям циклонов и путем сравнения

полученных выводов с имеющимися сведениями установить пригодность архива для научных исследований.

Процесс контроля и исправления архивных данных

Источником информации для траекторий циклонов являются синоптические карты масштаба 1 : 30 млн за 0 и 12 ч GMT, которые регулярно строились в отделе мировой погоды Гидрометцентра СССР и публиковались в Синоптическом бюллетене, часть 2 [2]. Карты по-разному отражают информацию по тропическим и внетропическим циклонам. Для внетропических циклонов даны изобары с шагом 5 мб, последняя из них ненамного отличается от давления в центре циклона, поэтому определить его значение вполне возможно. Но для тропических циклонов при их малых размерах и низком давлении в центре провести все изобары на карте такого масштаба невозможно, поэтому информация выносится на свободное место рядом с ТЦ, где указывается его имя, давление в центре и скорость в узлах, изредка даются цифрами координаты и буквами направление смещения. Источником информации в океане являются судовые и островные наблюдения, но если в районе циклона судовые наблюдения не производились, то сведения о давлении отсутствуют, а на карте проведена одна или две предполагаемые изобары, не всегда имеющие обозначения. В этом случае в архив поступали данные о координатах центра с шагом 12 часов, а давление в центре оставалось неизвестным.

Данные, снятые с карт, заносились в таблицы, с таблиц – на перфокарты, затем на магнитные ленты, а в последние годы – вводились в компьютер. В течение нескольких лет производилось выявление ошибок и их исправление, в том числе по первоисточнику, количество ошибок уменьшалось, однако потребовался более жесткий подход для обнаружения разного рода нарушений, которые на первом этапе остались незамеченными [1]. В данной статье изложены результаты контроля по правилам, основанным на таких параметрах, как последовательная датировка отсчетов, изменение давления в центре циклона, расстояние, пройденное между двумя отсчетами координат.

Первый этап контроля архива состоял в исправлении значений, выходящих за пределы естественного диапазона. Так проверялись значения лет (1960–1991 гг.), месяцев, дат, сроков (0 или 12 ч), широты (0–90°) и долготы (0–359°). В ходе проверки были выявлены и исправлены нарушения следующих типов: дублирование одной и

той же даты или срока, перерывы между сроками, превышающие 48 часов, недопустимые 31-е числа в 30-дневных месяцах, нарушения датировки при переходе циклона через границу соседних месяцев, недопустимые значения сроков, отличные от 0 и 12 ч GMT, недопустимые значения широт и долгот.

Контроль по параметрам давления в центре циклона

Далее наступает очередь проверить давление, которое в архиве указано в основном для срока 0 ч GMT, изредка – для 12 ч, но иногда может отсутствовать в любом из сроков. Забегая вперед, рассмотрим повторяемость наличия давления по срокам, которая рассчитана по архиву, прошедшему все этапы контроля (табл. 1).

Таблица 1

Наличие значений давления в центре циклона по срокам наблюдения

Срок, ч	Наличие		Отсутствие		Всего	
	кол-во	процент	кол-во	процент	кол-во	процент
0	214 029	98	4854	2	218 883	54
12	1633	1	181 179	99	182 812	46
Всего	215 662	54	186 033	46	401 695	100

После выполнения контроля в архиве насчитывается 401 695 векторов, содержащих информацию о положении центра циклона в срок наблюдения, из них больше половины отсчетов приходится на срок 0 часов. При этом давление в 0 часов указано в 98 % случаев, в то время как в 12 часов картина обратная – давление указано в 1 % случаев и отсутствует в 99 %.

Прежде чем приступить к контролю давления, следует вначале определить диапазон его возможных значений. Какой величины может достигать давление в центре циклона и до какой величины оно может опускаться? На эти вопросы в научной литературе и в метеорологических справочниках нет однозначного ответа. Но анализ архивных данных показал, что в тропических циклонах по данным судовых наблюдений давление может опускаться до 870 мб. Именно эта цифра была принята в качестве нижнего предела. С максимальным давлением в центре циклона авторам тоже пришлось определяться по архивным данным, которые указывали на то, что при давлении 1025 мб барическое образование может

иметь циклоническую циркуляцию, если одно из предшествующих давлений было ниже 1023 мб. Таким образом, возникли две ступени – одна для контроля единичных значений (1025 мб), и вторая – для контроля всех значений в пределах траектории (1022 мб).

Давление, выходящее за пределы нижней границы диапазона, считалось ошибочным и заменялось на константу отсутствия. По-иному обрабатывались значения, выходящие за верхний предел. Поскольку в литературе не найдено сведений о максимально возможном давлении в центре циклона, пришлось, прежде чем принимать решение об удалении высоких давлений, разработать на материале самого архива некоторые правила, которые позволили сократить число удалений. Таблица 2 дает представление о количестве ошибочных значений, выходящих за верхний предел, то есть, превышающих 1022 мб.

Таблица 2

Повторяемость значений давления, превышающих 1022 мб

Интервал давления, мб	Количество	Процент
1023–1029	704	81,3
1030–1039	157	18,1
1040–1049	4	0,5
1050–1059	1	0,1
Всего	866	100

Количество подозрительных значений составило 866, часть из них сомнительна, а другая часть заведомо недопустима. Ясно, что ошибок немало, но удалить их поодиночке было бы неправильно. Каждое давление надо рассмотреть с точки зрения углубления или заполнения циклона в пределах одной траектории, что позволит установить, является ли подозрительное значение случайной ошибкой или оно свидетельствует о том, что вся траектория неверна. Оказалось, что в распределении давления в пределах траектории могут возникнуть нарушения четырех типов. Первое – одно или несколько значений, но не все, превышают 1022 мб. Второе – все значения превышают 1022 мб, что не позволяет считать траекторию циклонической. Третье – межсуточная разность давления превышает допустимое значение. Далее три типа нарушений рассматриваются более подробно.

Итак, допустимым для давления является диапазон 870–1025 мб, но верхнее значение диапазона применяется при соблюдении нескольких дополнительных условий. Если в траектории было хотя бы одно значение ниже 1023 мб, то такая траектория считалась допустимой для архива циклонов. Если траектория по указанному правилу признавалась циклонической, но имела среди прочих значений давление, превышающее 1025 мб, то такое значение считалось ошибочным. Тем не менее траектория не попадала в разряд антициклональных и из архива не удалялась. Одиночное давление в траектории, попавшее в диапазон 1023–1025 мб, считалось приемлемым и оставалось в архиве при условии, что при развитии циклона хотя бы одно значение было ниже 1023 мб. Это правило позволило сократить количество удаляемых траекторий, которые по давлению находятся на грани между циклонами и антициклонами. Вполне возможна такая ситуация, когда в условиях редкой сети станций синоптик затрудняется точно определить тип барического образования, возникшего, например, в субтропиках, и может провести всего одну изобару в малоградиентном поле давления. Таким образом, для контроля давления используется не только диапазон, но также некоторые особенности развития барических образований. Если все давления в траектории превышали 1022 мб, принималось решение о том, что такая траектория не может быть циклонической и ее следует удалить из архива.

Количество траекторий, признанных недопустимыми в архиве траекторий циклонов и попавших в архив случайно, составило 770. Подозрительные траектории можно проверить по первоисточнику и установить, могут ли антициклональные траектории попасть в архив циклонов. Выборочная проверка показала, что иногда такое случалось и антициклоны оказывались в архиве циклонов. Прежде чем принять решение об удалении 770 траекторий из архива, рассчитаем распределение траекторий циклонов по времени их жизни по всем траекториям, кроме предназначенных к исключению, и сравним количество траекторий по градациям с количеством исключаемых траекторий (табл. 3). Заметим, что поскольку информация в архиве дана с шагом не менее 12 часов, то время жизни определяется количеством 12-часовых интервалов, которое означает, например, что интервал в 30 единиц соответствует 15 суткам.

Таблица 3

Распределение траекторий циклонов по градациям 12-часовых интервалов. NA – количество траекторий с антициклональным давлением. В скобках даны проценты от количества траекторий.

Градация 12-часовых интервалов	Количество траекторий	Процент	NA
1–2	44 695	46,9	634(1,4)
3–9	40 507	42,5	136(0,3)
10–19	8737	9,2	0
20–29	1113	1,2	
30–39	152	0,2	0
40–49	17	0,0	0
50–59	3	0,0	0
Всего	95 224	100	770(0,8)

В первую градацию отнесены короткоживущие образования, время жизни которых на картах составило не более 36 часов. Их доля в общем количестве траекторий наиболее велика (46,9 %). Поскольку в таких траекториях имеется в наличии всего одно давление, то это значит, что оно превышало 1022 мб и по этому критерию траектория попала в разряд недопустимых (634 траектории, 1,4 %). В градации 3–9 сроков (2–5 сут) доля удаляемых траекторий намного меньше – 0,3 %, а что касается вклада всех 770 траекторий в общее количество траекторий (95 224), то он не превышает 1 %.

Распределение траекторий с недопустимо высоким давлением по широтам указывает на то, что при диапазоне от 19 до 89° с.ш. максимальное число ошибочных траекторий пришлось на широту 44° с.ш. Немаловажное значение имеет распределение ошибочных значений по суше и морю. Если ошибка допущена над участком океана, плохо освещенном данными, то ее можно признать случайной. Если же над сушей, то, скорее всего, данные были, но траектория, будучи антициклональной, попала по ошибке в циклоны.

Чтобы определить принадлежность каждой точки траектории к суше или морю, в работе использовалась карта высот над и под уровнем моря в узлах регулярной сетки, имеющей шаг 1° по широте и долготе. Если высота была больше 0, то поверхность считалась сухопутной, иначе – океанической. Всего в Северном полушарии

на пространстве от 0 до 89° с.ш. насчитывается $90 \times 360 = 32\,400$ точек, разделившихся на две категории – море или суша в отношении 61 : 39, что полезно иметь ввиду, оценивая положение точек циклонических траекторий.

Распределение ошибок по долготе указывает на то, что ошибки встречались на всем пространстве Северного полушария, но количество ошибок над сушей в несколько раз больше, чем над океанами, где выявлены буквально единичные значения на каждом меридиане. Таким образом, анализ материала показывает, что в архив попали траектории, которые невозможно считать циклоническими, их количество не превышает 1 %, и большая их часть выявлена на широте 44° с.ш. Ввиду вышеизложенного авторы посчитали возможным удалить эти траектории (770) из архива.

Развитие циклона включает такие этапы, как образование, углубление, трансформация, регенерация, заполнение, слияние циклона с более мощной депрессией. Отсюда ясно, что контроль давления не должен ограничиваться диапазоном возможных значений, следует анализировать на правдоподобие такой параметр, как изменение давления от срока к сроку, а поскольку давление указано в основном в 0 часов, то период для вычисления разности давлений составляет 24 часа. В выборе критерия контроля межсуточной разности авторы опирались на известные величины барической тенденции, которая зимой в циклонических системах умеренных широт может достигать 4–6 мб за 3 часа, однако редко придерживаются таких величин непрерывно в течение суток. Но если даже допустить, что круглые сутки циклон углубляется или заполняется, то, умножая на 8 трехчасовых интервалов, получаем, что за сутки давление может вырасти или упасть на 32–48 мб. Авторы выбрали пороговое значение ± 39 мб, за пределы которого межсуточные разности могут выходить лишь в редких случаях.

Рассчитаем разности в пределах каждой траектории и определим их повторяемость по неравномерным грациям так, чтобы в крайние градации попали заведомо экстремальные величины. Всего было найдено 216 траекторий, содержащих, по крайней мере, одно экстремальное значение разности. Подозрительные значения подвергались визуальной проверке, что позволило в 27 случаях найти ошибки в давлении и заменить их на правильные величины, часть из которых была найдена по картам приземного анализа за 0 часов. В то же время работа с картами дала авторам

убедительные доказательства того, что экстремальные межсуточные разности, чья достоверность установлена по данным судовых и островных наблюдений, действительно могут достигать значительных величин, и их следует оставить в архиве как правильные. После исправления 27 грубых ошибок количество траекторий, содержащих экстремальные межсуточные разности, сократилось до 203, в которых содержатся 236 значений (152+84), превышающих 39 мб (табл. 4).

Т а б л и ц а 4

Повторяемость значений межсуточной разности давления по градациям

Градация разности, мб	Количество	Процент
-90 ... -40	152	0,1
-39 ... +39	119 072	99,8
+40 ... +90	84	0,1
Всего	119 308	100,0

Как следует из таблицы, порог в 39 мб разделил 119 308 значений межсуточных разностей на три градации – одну массовую и две экстремальные, доля которых в сумме составляет около 0,2 %. Обратим внимание на то обстоятельство, что крупных отрицательных величин больше, чем положительных, почти в 2 раза. Случаен ли этот факт или он свидетельствует о существовании стойкой асимметрии? После получения исправленной версии архива особенности распределения межсуточных разностей, в том числе отсутствие симметрии, будут рассмотрены подробнее.

Интерполяция и контроль координат

При подготовке архива основное внимание уделялось данным за 0 часов, в то время как срок 12 часов считался промежуточным и в нем допускалось отсутствие давления, а иногда и отсутствие координат. Авторы задались целью – восстановить координаты в тех случаях, когда в обеих соседних точках, отстоящих от исходной на интервал не более 12 часов, имелись широта или долгота. Каждая координата восстанавливалась независимо от наличия другой координаты методом прямолинейной интерполяции. Таким образом было восстановлено 10 382 значения широты и 10 385 значений долготы, большинство из которых (более 10 000) пришлось

на срок 12 часов. После восстановления координат производились поиск и исправление ошибок и повторная интерполяция.

Как выявлялись ошибки в координатах? В данной работе это делалось путем расчета расстояния, пройденного циклоном за 12 часов. Траектория циклона состоит из точек, характеризующихся широтой и долготой. Зная координаты двух точек, можно по известной формуле сферической тригонометрии вычислить расстояние между ними. Очевидно, что минимальное расстояние может быть незначительной величиной, близкой к нулю, например, в ситуации, когда циклон стационарирует и заполняется. Что касается максимально возможной величины, то она была установлена эмпирически по данным архива.

В литературе можно встретить утверждение, что максимальная скорость внетропических циклонов составляет примерно 80 км/ч. Если предположить, что в течение 12 часов такая скорость была постоянной, то циклон за это время может продвинуться примерно на 1000 км. Частотная таблица указывает, что в архиве есть 7502 отрезка траектории, длина каждого превышает 1000 км. Неужели все отрезки возникли в результате ошибок в координатах? Чтобы ответить на это вопрос, авторы проследили эволюцию примерно 1000 траекторий с крупными расстояниями, в том числе эволюцию циклонов, возникших в экваториальной зоне над океанами, обращаясь к картам приземного давления в случаях образования тропических циклонов, и пришли к выводу, что считать все крупные расстояния ошибочными невозможно, поскольку в ряде случаев продвижение циклонов со скоростью 150 км/ч, (примерно 1700 км за 12 часов) выглядит достаточно убедительно.

Большая часть таких перемещений наблюдается над морем (67 %) и меньшая – над сушей. В то же время проверка по синоптическим картам не дает возможности прийти к однозначному выводу: в самом ли деле так велики расстояния, пройденные тропическими или внетропическими циклонами, или же все дело в том, что количество наблюдений недостаточно для проведения корректного анализа и правильно проследить за продвижением циклона по картам, построенным с интервалом 12 часов, невозможно.

Примерно в 100 случаях расчет расстояний позволил выявить и исправить грубые ошибки в координатах, после чего распределение крупных расстояний приобрело вид, показанный в таблице 5.

Таблица 5

Повторяемость расстояний свыше 1000 км,
пройденных циклонами за 12 часов

Расстояние, км	Количество	Процент
1001–1100	3650	48,7
1101–1200	1973	26,3
1201–1300	945	12,6
1301–1400	532	7,1
1401–1500	240	3,2
1501–1600	122	1,6
1601–1700	40	0,5
Всего	7502	100

Всего удалось вычислить 305 785 расстояний, пройденных за 12 часов, при этом полезно помнить, что первая точка траектории не может иметь расстояния в принципе. В свою очередь, количество расстояний свыше 1000 км составило 7502 случая, то есть всего 2,4 % от суммы 305 785. Несмотря на незначительность этой цифры, авторы все-таки решили оставить траектории, включающие эти 7,5 тысяч непомерно больших отрезков, в архиве, опираясь на тот факт, что в их распределении прослеживаются определенные закономерности (табл. 6).

Таблица 6

Распределение расстояний свыше 1000 км по широтным поясам

Широта, градусы	Количество	Процент
0–10	985	13,1
11–20	138	1,8
21–30	138	1,8
31–40	1249	16,6
41–50	2226	29,7
51–60	1582	21,1
61–70	720	9,6
71–80	388	5,2
81–90	76	1,0
Всего	7502	100

Оказалось, что наибольшая (67 %) часть крупных расстояний приходится на широтный пояс 31–60°, и чаще всего это происходит над морской поверхностью (табл. 7).

Таблица 7

Распределение расстояний свыше 1000 км,
пройденных по суше и морю

Вид поверхности	Все отрезки	Отрезки > 1000 км	Всего точек на СП
Море	226 507/56,4	5297/70,6	19 625/60,6
Суша	174 904/43,6	2205/29,4	12 775/39,4
Всего	401 411/100	7502/100	32 400/100

Выше уже говорилось о том, что по координатам каждой точки определялась ее принадлежность к суше или морю, причем оказалось, что доля точек над морем немного больше, чем над сушей (первые две колонки табл. 7). Если же рассмотреть это соотношение только для конечных точек с большими расстояниями (вторые две колонки), то можно видеть, что доля моря еще больше и составляет 70,6 % по сравнению с долей суши. В последних двух колонках таблицы дано распределение точек одноградусной сетки Северного полушария по суше и морю, указывающее на их пропорцию 61 : 39, которую полезно иметь ввиду при получении выводов. В данном случае распределение всех отрезков траекторий очень близко к естественному разделению точек на сушу и море, а распределение кривых траекторий отклоняется от него в сторону моря.

Дополнительно рассмотрим принадлежность конечных точек с большими расстояниями к таким географическим объектам, как океаны, континенты и их части. В самом ли деле большие расстояния приходятся на территорию с редкой сетью наблюдений или нет? Действительно, над Северным Ледовитым, Атлантическим и Тихим океанами большие расстояния отмечены чаще (67 %), чем в других районах, но и над такими местностями, которые имеют плотную наблюдательную сеть тоже можно найти ситуации, когда циклон движется со скоростью, превышающей все известные величины (табл. 8).

Например, в Западной Европе найдено 132 случая с расстоянием свыше 1000 км, в США – 366, в Канаде – 565, в Восточной Сибири – 276. Само их количество указывает на то, что все они сразу не могут быть ошибочными, следует оставить их в архиве и исследовать отдельно.

Таблица 8

Распределение конечных точек отрезков траекторий, превышающих 1000 км, по географическим объектам

Название объекта	Количество	Процент
Атлантический океан	1803	24,0
Черное море	21	0,3
Западная Европа	132	1,8
Африка	149	2,0
Гренландия	54	0,7
Аляска	31	0,4
Индийский океан	36	0,5
Япония и Японское море	84	1,1
Канада	565	7,5
Северный Ледовитый океан	409	5,5
Средиземное море	26	0,3
Южно-Китайское море	3	0,0
Охотское море	84	1,1
Каспийское море	3	0,0
Европейская часть России	137	1,8
Западная Сибирь	195	2,6
Тихий океан	2783	37,1
США	366	4,9
Восточная Сибирь	276	3,7
Дальний Восток России	56	0,7
Мексика + страны бассейна	62	0,8
Восточно-Китайское море	10	0,1
Зарубежная Азия	217	2,9
Всего	7502	100

В качестве последнего способа проверки достоверности авторы выбирают сравнение с опубликованными данными. В альбоме [4] приведены траектории тропических циклонов, возникших в Атлантике летом – осенью каждого года за 1871–1980 гг., что позволяет сравнивать данные за период 1960–1980 гг. С этой целью из таблиц справочного пособия [4] выбраны только те циклоны, которые возникли в августе каждого года за 21 год, 1960–1980 гг. За этот же период из архива выбраны сведения по циклонам, возникшим в Атлантике южнее 30-й параллели (табл. 9).

Таблица 9

Количество циклонов, возникших в Атлантике южнее 30° с.ш.
Август

Год	Количество циклонов		Разность
	По данным [4]	По архивным данным	
1960	2	0	2
1961	0	1	-1
1962	2	0	2
1963	2	2	0
1964	4	1	3
1965	2	1	1
1966	1	0	1
1967	1	1	0
1968	1	1	0
1969	5	3	2
1970	2	2	0
1971	4	4	0
1972	2	1	1
1973	2	6	-4
1974	4	1	3
1975	2	0	2
1976	5	3	2
1977	1	1	0
1978	4	2	2
1979	3	1	2
1980	3	3	0
Всего	52	34	18

Оказалось, что количество тропических циклонов в нашем архиве совпадает с опубликованными траекториями только в третьей части лет. В двух годах архив содержит циклонов больше, а в 12 годах – меньше, чем в указанном источнике. Кроме того, обнаружено, что даты возникновения и окончания циклонов, имеющихся в обоих архивах, могут различаться на 1–4 суток. Есть также различия в координатах. Можно считать, что занижение количества циклонов в нашем архиве не является случайным, а связано с качеством исходного материала (карты приземного анализа), в котором часть данных не отражена.

Выводы

1. Архив траекторий циклонов, создававшийся на протяжении многих лет совместными усилиями специалистов Гидрометцентра СССР и ВНИИГМИ-МЦД, содержит сведения о дате наблюдения и координатах центра циклона с шагом 12 часов и сведения о давлении в центре циклона с шагом 24 часа.

2. Архив требует для своего создания наличия, во-первых, карт приземного давления за 0 и 12 ч GMT, и во-вторых, ежемесячных карт траекторий циклонов, созданных по исходным картам приземного давления. Долгую работу над архивом заказчицы архива не смогли довести до конца по причине кардинальных изменений, потрясших страну и отечественную науку. Работа над архивом в части его контроля и исправления возобновлена во ВНИИГМИ-МЦД спустя 20 лет, однако возможность пополнения архива новыми данными за это время полностью утрачена. Последние данные в архиве относятся к февралю 1991 года. Что касается продолжения работы с целью пополнения архива, то организовать ее не удастся по причине прекращения публикации карт в составе Синоптического бюллетеня.

3. Траектории тропических циклонов представлены в архиве с разной степенью точности. Часть из них получена по дополнительной информации, пришедшей в телеграммах «СИНОП» в составе судовых наблюдений, и может считаться достоверной. Другая часть тропических циклонов получила отражение только на картах приземного давления в виде замкнутых изобар над океаном. Возникла неоднородность в освещении одних и тех же объектов циркуляции, и эту неоднородность исправить невозможно. По этой причине архив, по-видимому, не пригоден для исследования тропических циклонов, которые в настоящее время архивируются в Гидрометцентре по более достоверным источникам информации, нежели карты приземного анализа масштаба 1 : 30 млн.

4. В архиве выявлены нарушения нескольких типов, в том числе траектории с высоким давлением, по-видимому, относящиеся к антициклонам, недопустимо большие межсуточные разности давления и неправдоподобно большие отрезки траекторий.

5. Исправлению подвергались одиночные значения давления, превышающие 1025 мб, координаты в случае недопустимо больших расстояний, одиночные значения давления, выявленные по крупным межсуточным разностям, пропущенные значения

широты и долготы. Из архива удалены траектории, в которых все давления превышали 1022 мб, пропуски наблюдений за координатами, превышающие 24 часа, одно- и двухсрочные траектории, не имеющие давления и/или координат.

б. В результате выполнения многообразных операций по выявлению и исправлению ошибок архив приведен к виду, приемлемому для вычисления многолетних статистических характеристик, что не исключает разработку в дальнейшем дополнительных правил контроля траекторий в зависимости от таких параметров, как географическая локализация и длительность. Вполне возможно, что локальные исследования, которые планируется выполнить по архивным данным, помогут выявить какие-либо «тонкие» несообразности, не замеченные при глобальных обобщениях, приведенных в статье.

Литература

1. Кулиш В.К., Жирова О.П. Методика создания архива «Траектории циклонов (антициклонов) Северного полушария за период 1960–1991 гг.» // Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2010. Вып. 174. С. 139–151.
2. Синоптический бюллетень. Северное полушарие. Часть 1, часть 3. Москва. Гидрометцентр СССР. 1960–1991. Серийное издание.
3. Банк данных о тропических циклонах. Адрес сайта <http://meteoinfo.ru/tropicalcyclonesdatabase>.
4. Neumann C.J., Cry G.W., Jarvinen B.R. Tropical cyclones of the North Atlantic Ocean, 1871–1980. Asheville, N.C., June 1978. 174 p.

*О.Н. Булыгина, В.М. Веселов,
Н.Н. Коршунова, В.Н. Разуваев*

НАУЧНО-ПРИКЛАДНОЙ ЭЛЕКТРОННЫЙ СПРАВОЧНИК «КЛИМАТ РОССИИ»

Введение

Одним из важнейших аспектов проблемы изучения климата и его изменений является сбор и накопление информации о природной среде за весь период инструментальных наблюдений и получение обобщенных данных о режиме изменений климатических параметров. Оценки статистических характеристик, вычисляемые по данным метеорологических наблюдений, публикуются в виде различных справочно-климатических пособий, атласов, отличающихся большим разнообразием как по набору расчетных параметров, так и по объему обработки исходной информации. К основным пособиям такого рода можно отнести климатический справочник.

В предыдущие годы были выпущены следующие справочные издания:

1. Климатический справочник по СССР. Многолетние данные. Годы издания: 1932–1933. В расчеты включены данные с начала наблюдений на станциях по 1915 год.
2. Климатический справочник по СССР. Многолетние данные. Годы издания: 1952–1956. В расчеты включены данные по 1950 год.
3. Справочник по климату СССР. Многолетние данные. Годы издания: 1965–1968. В расчеты включены данные по 1964 год.
4. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Годы издания: 1984–1989. В расчеты включены данные по 1980 год.

Все перечисленные справочники состоят из выпусков по управлениям Гидрометслужбы бывшего СССР.

Даже из простого перечня этих изданий видно, что справочники регулярно переиздавались через 15 лет, причем не только с включением в расчеты последних данных, но и с постоянным расширением климатических характеристик. Это связано как с возросшими возможностями вычислительной техники и новыми методическими разработками климатологической науки, так и с

возросшими запросами практической деятельности в различных отраслях экономики. Наиболее полный перечень климатических характеристик представлен в последнем из упомянутых выше изданий.

1. Структура электронного справочника

Научно-прикладной справочник «Климат России» (рис. 1) – справочник нового поколения. Он подготовлен в электронной форме по данным по 2010 год включительно. Версии справочника по зоне ответственности УГМС широко используются в практической деятельности.



Рис. 1. Электронный научно-прикладной справочник «Климат России»

Технология ведения справочника предусматривает возможность регулярного обновления базы статистических характеристик справочника. Пополнение информационной базы может производиться с разной периодичностью в зависимости от климатических характеристик. Так абсолютные минимумы и абсолютные максимумы должны обновляться ежегодно, средние характеристики можно обновлять реже. Программное обеспечение позволяет осуществить поиск и выборку данных из всей базы по желанию пользователя.

Справочник состоит из 14 частей:

- ◆ Часть 1. Климатические нормы.
- ◆ Часть 2. Температура воздуха.
- ◆ Часть 3. Температура почвы.
- ◆ Часть 4. Ветер.
- ◆ Часть 5. Атмосферное давление.
- ◆ Часть 6. Влажность воздуха.
- ◆ Часть 7. Атмосферные осадки.
- ◆ Часть 8. Снежный покров.
- ◆ Часть 9. Облачность.
- ◆ Часть 10. Атмосферные явления.
- ◆ Часть 11. Гололедно-изморозевые явления.
- ◆ Часть 12. Солнечная радиация и солнечное сияние.
- ◆ Часть 14. Специализированные климатические характеристики.

В первой части помещены климатические нормы за тридцатилетние периоды, рекомендованные ВМО для расчета норм.

Справочник содержит такие климатические показатели, как средние квадратические отклонения, коэффициенты асимметрии и эксцесса. Эти климатические показатели, наряду со средними значениями, дают представление об основных закономерностях режима метеорологических величин и позволяют переходить практически к любым прикладным специализированным характеристикам.

Впервые в справочник включены статистические характеристики метеорологической дальности видимости. Этот метеорологический параметр до сих не рассматривался ни в одном справочном издании.

В части 14 справочника представлены специализированные климатические характеристики, к которым относятся различные комплексные величины: температура – влажность, температура – ветер, энтальпия, ветровая нагрузка и другие климатические характеристики, представляющие интерес для различных отраслей экономики.

При расчете статистических характеристик данного справочника использовались методики, разработанные специалистами Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова при подготовке предыдущих справочных изданий.

При подготовке справочника была проведена огромная работа с управлениями Росгидромета по изучению спроса на гидрометеорологическую информацию. В результате перечень таблиц в значительной степени переработан и дополнен с учетом пожеланий потребителей гидрометеорологической информации.

2. Климатическая база справочника и программные средства

Климатическая база данных содержит каталог метеорологических станций и более 100 таблиц, сгруппированных в 14 разделов – частей электронного справочника «Климат России».

Доступ к базе данных обеспечивается программой просмотра табличных данных. Состав базы данных отображается в окне «Подготовка запроса».

Каталог станций содержит основные характеристики метеорологических станций, данные по которым включены в Климатическую базу данных:

- Синоптический индекс станции;
- Название станции;
- Номер управления Гидрометеослужбы;
- Широта станции в градусах с десятичными;
- Долгота станции в градусах с десятичными;
- Высота станции над уровнем моря (в метрах);
- Административная принадлежность станции (республика, область).

Каталог станций отображается в окне «Отбор станций».

Программа просмотра табличных данных принадлежит семейству информационных технологий Аисори (<http://meteo.ru/tech/aisori.php>).

Программа позволяет для произвольного набора метеорологических станций, отобранных из каталога станций, выбрать из таблиц базы данных указанные статистические параметры, показать результаты выборки на экране, сохранить их в файле и напечатать.

2.1. Управление программой

Управление программой осуществляется посредством меню главного окна программы. Основные пункты меню дублируются быстрыми кнопками, размещенными на полосе кнопок. С помощью

меню или кнопок последовательно выполняются следующие действия:

- Отбор станций;
- Подготовка запроса на выборку;
- Выполнение запроса (выборка);
- Просмотр результатов выборки;
- Сохранение результатов выборки в файлах;
- Печать результатов (вывод на принтер или в файл).

2.2. Режимы управления выборкой

Имеются два режима выполнения выборки: автоматический и ручной. Режимы переключаются с помощью пункта меню «Настройка» / «Автоматическое управление». При автоматическом режиме четыре операции – отбор станций, подготовка запроса, его выполнение и просмотр результатов – связаны в цепочку, в которой завершение одной операции инициирует начало следующей. При ручном режиме каждая из этих операций выполняется по инициативе пользователя.

2.3. Отбор станций

Список станций, для которых выполняется выборка из базы данных, подготавливается в окне «Отбор станций», которое появляется после нажатия кнопки «Отбор станций» или соответствующего пункта меню «Выборка».

Окно содержит следующие элементы.

Каталог станций – окно, содержащее полный список станций и их характеристики (синоптический индекс, название, координаты, высота над уровнем моря, территориальная принадлежность).

Отобранные станции – окно, в которое помещаются отобранные станции из каталога. Запрошенные данные далее выбираются только для этих станций.

Кнопки управления отбором станций – панель кнопок, расположенная между двумя предыдущими окнами. С помощью этих кнопок осуществляется отбор станций из каталога. Все кнопки имеют подсказки, появляющиеся при задержке указателя мыши над кнопкой.

Карта региона, на которой в процессе работы пользователя отображается географическая привязка станций. Карта региона

скоординирована со всеми другими окнами, что упрощает отбор станций из каталога. Карта региона показывается, если это предусмотрено при настройке программы.

Кнопки управления картой – панель кнопок, расположенная под картой. С помощью этих кнопок можно показать выделенный район крупным планом, вернуть карту в исходное состояние. Все кнопки имеют подсказки, появляющиеся при задержке указателя мыши над кнопкой.

Кнопки управления окна – ОК, Отмена и Справка.

ОК – завершает формирование списка файлов для выборки.

Отмена – закрывает окно без формирования списка файлов.

Справка – отображает данную справку.

2.4. Работа с каталогом станций

Каталог станций содержит краткую информацию о каждой станции, включенной в базу данных. При просмотре каталога с помощью левой кнопки мыши (используя обычным образом клавиши Shift и Ctrl) или с помощью клавиш направления выделяется одна станция или группа станций и кнопкой со стрелкой (центральная кнопка панели управления отбором станций) копируются выделенные строки в окно «Отобранные станции». Эту операцию можно выполнять многократно. Выборка будет производиться только по станциям, помещенным в окно «Отобранные станции».

Если необходимо сделать выборку по всем станциям, то надо воспользоваться кнопкой «Выделить все» (левая кнопка панели управления), а затем все выделенное перенести в окно отобранных станций. Соседняя кнопка позволяет снять выделение.

Для удобства работы с каталогом имеется возможность сортировать его строки по возрастанию значений в любой из шести его колонок. Для этого достаточно щелкнуть на заголовке соответствующей колонки.

При выделении группы станций на панели управления отбором станций показывается число выделенных станций.

2.5. Работа с окном «Отобранные станции»

В это окно из каталога станций копируются строки станций, по которым нужно выполнить выборку. Станции размещаются в порядке их копирования из каталога, причем дублирование исключается. Результаты выборки будут содержать данные по станциям

в том порядке, как они расположены в данном окне. Имеется возможность сортировать строки окна по возрастанию значений в любой из шести его колонок. Для этого достаточно щелкнуть на заголовке соответствующей колонки. Одну строку или группу строк окна можно удалить, выделив их и нажав кнопку справа вверх. Другая кнопка позволяет очистить окно полностью. Текущее число строк окна показывается на панели управления отбором станций справа над окном.

2.6. Работа с картой

Координаты указателя мыши на карте (крестик) отображаются в окошках под картой. При нажатии на левую кнопку мыши и перемещении мыши в любом направлении выделяется прямоугольник района. Когда пользователь рисует другой прямоугольник, предыдущий стирается. Снизу от карты помещаются кнопки управления. Все кнопки имеют подсказки, появляющиеся при задержке указателя мыши над кнопкой. Кнопки управления позволяют следующее:

- Снять выделение района на карте (стереть прямоугольник).
- Вернуть карту в исходное состояние после ее увеличения.
- Показать выделенный район в максимально возможном без искажений увеличении (зависит от размера района). При этом для улучшения восприятия происходит растягивание изображения по горизонтали в зависимости от минимальной (по модулю) широты района (рис. 2).

2.7. Подготовка запроса на выборку

Для выполнения выборки с помощью двух диалоговых окон формулируется запрос, который состоит из списка станций и двух компонентов:

- перечня таблиц базы данных, из которых следует сделать выборку, – подготавливается в окне «Подготовка запроса», которое появляется после нажатия кнопки «Подготовка запроса» или соответствующего пункта меню «Выборка»;
- списков параметров для каждой из таблиц (если выбираются не все колонки) – подготавливаются в окне «Включение элементов в запрос», которое появляется после нажатия соответствующей кнопки в окне «Подготовка запроса» или соответствующего пункта меню «Выборка».

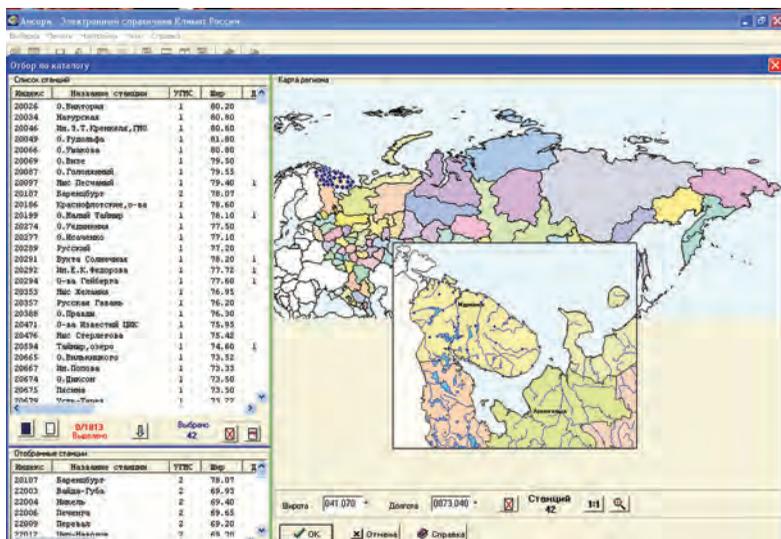


Рис. 2. Пример отбора станций по карте в справочнике «Климат России»

2.8. Выполнение запроса

Выполнение запроса инициируется нажатием кнопки «Выборка из таблиц» или выбором соответствующего пункта меню «Выборка». Выборка данных выполняется одновременно для всех таблиц, указанных в запросе. В настоящей версии программы результат выборки – такое же число результирующих таблиц. Каждая из них является результатом «прореживания» исходной таблицы по вертикали (за счет выбора строк в соответствии со списком станций) и по горизонтали (за счет отбора только тех параметров (колонок), которые заданы в запросе).

2.9. Просмотр результатов выборки

Просмотр результатов выборки при ручном режиме управления инициируется нажатием кнопки «Просмотр результатов» или выбором соответствующего пункта меню «Выборка», а при автоматическом режиме просмотр начинается сразу после окончания выборки. На экране появляются окна просмотра, в которых показаны результаты выборки для каждой из таблиц, включенных в запрос (рис. 3).

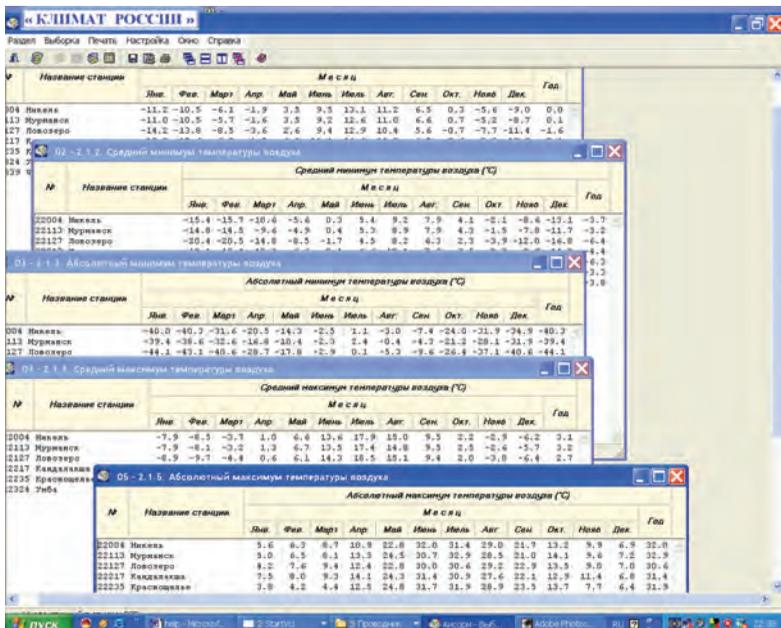


Рис. 3. Пример представления таблицы в справочнике «Климат России»

2.10. Построение графиков

В некоторых случаях результаты выборки можно представить в графической форме. Если графическое представление активной таблицы возможно, то в полосе кнопок становится доступной кнопка «График». В противном случае она недоступна. В левой половине окна графиков помещается список станций, в правой – строятся графики. Чтобы построить график нужно щелкнуть по строке списка станций. При повторном щелчке график исчезнет. Над списком станций помещается полоса кнопок. Если осуществляется построение нескольких графиков, то они отличаются цветом. Используются 12 цветов (рис. 4). Если графиков больше, цвета повторяются. Над списком станций имеется полоса из пяти кнопок. Первая кнопка позволяет построить графики сразу для всего списка. Вторая кнопка очищает все построенные графики. Третья кнопка показывает список таблиц, графики которых могут быть

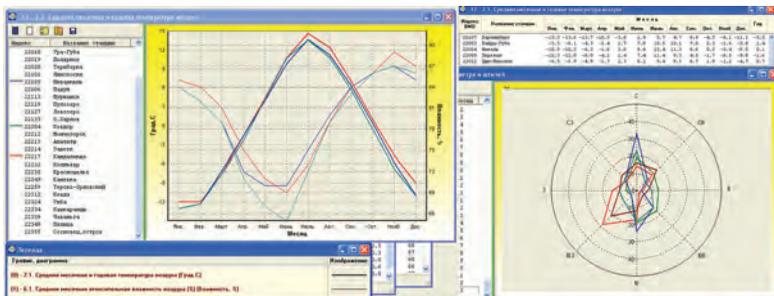


Рис. 4. Пример графического представления данных в справочнике «Климат России»

отображены совместно с графиками текущей таблицы. Несколько графиков можно отобразить совместно, если у них совпадают оси абсцисс, а для осей ординат имеются не более двух вариантов: один из них используется как левая ось, другой – как правая. Выбрав из списка таблиц одну или несколько таблиц, можно построить графики для них в одном общем поле. В этом случае графики разного типа отличаются типом линий (тонкие, жирные, пунктирные и т.д.). Четвертая кнопка позволяет показать используемые типы линий (обозначения) для различных графиков. Пятая кнопка позволяет сохранить построенные графики в формате BMP.

2.11. Сохранение результатов выборки

Сохранение результатов выборки инициируется нажатием кнопки «Сохранение результатов» или выбором соответствующего пункта меню «Выборка». При этом показывается окно «Сохранение результатов», в котором вы можете указать папку и имена файлов для каждой из выборочных таблиц и сохранить результаты в этих файлах.

2.12. Печать результатов

Печать результатов инициируется нажатием одной из кнопок «Печать активной таблицы» или «Печать всех таблиц», а также выбором соответствующих пунктов меню «Печать».

Заключение

Научно-прикладной справочник «Климат России» предназначен для широкого использования как специалистами в области гидрометеорологии, так и в других погодозависимых отраслях экономики. Он подготовлен в электронной форме по данным по 2010 год включительно. Современная форма представления, удобный интерфейс программной оболочки выгодно отличают новый справочник от предыдущих изданий.

РИСКИ ПОВТОРЯЕМОСТИ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ОБУСЛОВЛЕННОСТЬ ОПАСНЫХ НАВОДНЕНИЙ НА РЕКАХ РОССИИ

В опубликованном в 2005 году «Стратегическом прогнозе изменений климата Российской Федерации на период до 2010–2015 гг. и их влияния на отрасли экономики России» [3] отмечалось, что «важным последствием изменений климата для территории России являются проблемы, связанные с наводнениями и паводками...». На это указывалось и в «Оценочном докладе...» [2]. Прошедший пятилетний период в основном подтвердил наличие направленных изменений опасных гидрологических явлений, в том числе высоких наводнений, паводков и селей. В статье приводится оценка территориального распределения опасных гидрологических явлений (ОГЯ) на реках с подтвержденным ущербом от них, анализ их обусловленности изменениями количества осадков и экстремальными, причинившими ущерб, метеорологическими явлениями на территории России за 1991–2010 годы.

К опасным гидрологическим явлениям на реках относятся наводнения в периоды высоких половодий весной (для рек территории муссонного климата и высокогорий – летом), высоких дождевых и снегодождевых паводков, в периоды ледовых заторов и зажоров, ветровых нагонов в морских устьях рек, а также селевые потоки (сели) на горных реках. Собранные в ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД» ежегодные сведения об опасных гидрологических явлениях на реках страны с учтенным ущербом за 1991–2010 годы приведены в обобщенном виде в таблице.

Наибольшей повторяемостью за рассматриваемый 20-летний период отличались опасные наводнения в периоды половодий и паводков, которые в горных районах сопровождались участвовавшими селями. Наводнения при заторах льда с убытками происходили от 8 до 27 случаев за пятилетие, а при зажорах возросли от 1 до 5 случаев. Опасные наводнения при ветровых нагонах воды в устьях рек уменьшались от 16 до 4 случаев за пятилетие (см. табл.).

Суммарное количество ОГЯ с учтенными потерями увеличилось за два последних пятилетия конца прошлого века и особенно

возросло в период 2001–2005 гг., а суммарное увеличение всех ОГЯ за первое десятилетие XXI века по сравнению с последним десятилетием XX века – почти в 1,5 раза.

Т а б л и ц а

Изменения количества опасных гидрологических явлений (ОГЯ) на реках России с зафиксированным ущербом по периодам 1991–2010 гг.

Вид опасного гидрологического явления (ОГЯ)	Количество ОГЯ за 1991–2010 гг.	Количество ОГЯ за периоды			
		1991–1995 гг.	1996–2000 гг.	2001–2005 гг.	2006–2010 гг.
Наводнения	257	55	66	97	39
Паводки	332	64	74	110	84
Сели	167	16	28	55	68
Заторные наводнения	63	15	13	8	27
Зажорные наводнения	7	1	–	1	5
Нагонные наводнения	37	16	9	8	4
Сумма всех ОГЯ за периоды	863	167	190	279	227

Анализ распределения по годам числа наводнений, зарегистрированных наблюдательной сетью Росгидромета, а также сведений об опасных гидрологических явлениях с зафиксированными убытками от них за период с 1991 по 2010 г. показал, что повторяемость опасных наводнений во время половодья с оцененным ущербом для народного хозяйства и населения в целом для России возрастала. Особенно интенсивно это увеличение происходило до 2005 года, а в последующие годы преобладало небольшое уменьшение повторяемости опасных наводнений в половодье на реках (рис. 1).

По данным наблюдений на гидрологической сети и сведениям об опасных гидрологических явлениях с зафиксированными убытками от них наибольшее увеличение наводнений за последние годы 20-го и первое десятилетие 21-го столетия характерно для рек Азиатской территории России: горные и предгорные районы Урала, юг Сибири (Алтай, Саяны), некоторые районы Дальнего Востока (Сахалин, Камчатка), – где запасы воды в снежном покрове зимой

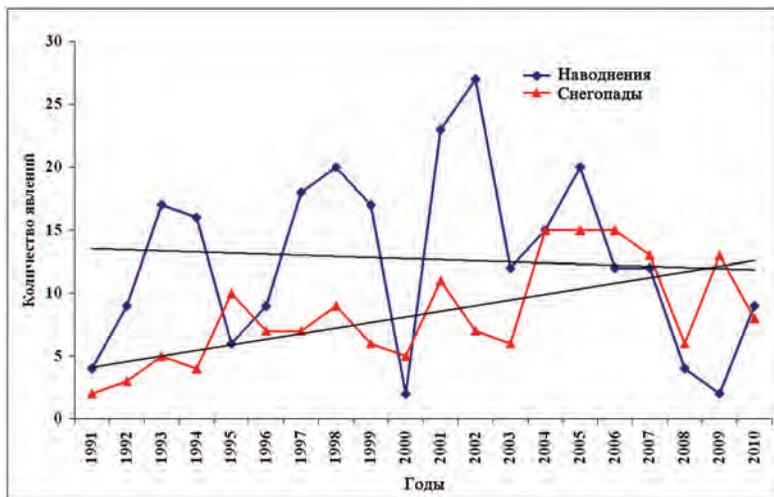


Рис. 1. Изменение повторяемости опасных наводнений во время половодья и сильных снегопадов с ущербом за 1991–2010 гг.

обычно большие. При повысившейся температуре и участвующем выпадении ливневых осадков весной снеготаяние происходит более интенсивно и одновременно в нескольких высотных поясах, что и способствует формированию высоких половодий с затоплением прибрежных территорий [5, 6]. Для рек этих районов характерно сохранение повышенной повторяемости опасных наводнений в период половодий до 2010 года [7].

На Европейской территории России увеличение повторяемости высоких половодий до 2005 года было характерно для бассейна Северной Двины, в отдельные годы происходило на некоторых реках Поволжья, многих реках Северного Кавказа, а в последующие годы высокие наводнения в половодье были редко, и поэтому суммарное количество опасных наводнений для всей территории России за 2006–2010 гг. несколько снизилось (рис. 1).

За 2005–2010 гг. подтвердился диагноз возможного увеличения повторяемости высоких наводнений в половодье, вызванное ледовыми заторами (рис. 2). Наиболее часто они наблюдались на больших реках Сибири (бассейны Лены, Енисея, Оби), а также на реках северных районов ЕТР (рр. Северная Двина, Печора, Онега). Изменения опасных зажорных явлений с нанесенным

ущербом менее выражены, но в последние годы повторяемость их участилась (рис. 2).

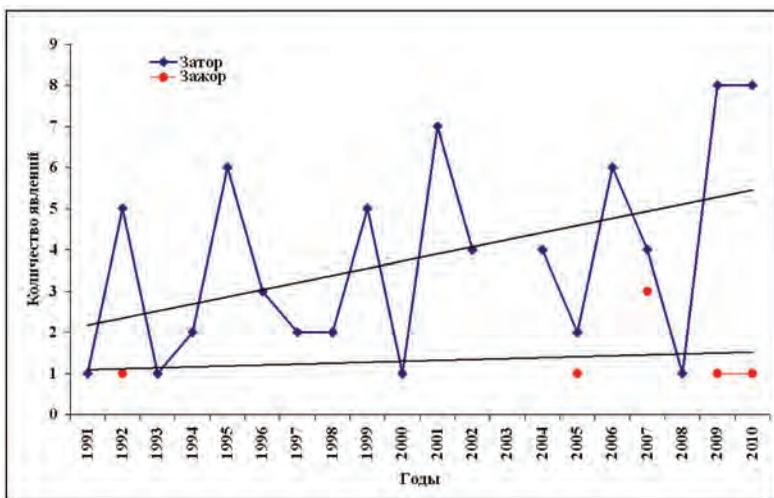


Рис. 2. Изменения повторяемости ледовых заторов и зажоров на реках России с оцененным ущербом за 1991–2010 гг.

В первом десятилетии XXI столетия наибольший рост повторяемости гидрологических опасностей возникал при дождевых паводках, что тоже прогнозировалось (рис. 3).

Наблюдалось прогнозируемое увеличение повторяемости опасных дождевых, и особенно снегово-дождевых, паводков на реках Дальневосточного Приморья, Сахалина, но мало менялась их повторяемость на реках Камчатки и Магаданской области. Увеличение повторяемости высоких дождевых паводков, иногда с катастрофическими последствиями (2010 год), происходило в Причерноморье (реки Адыгеи, Краснодарского края), на Северном Кавказе (бассейны Терека, Кумы, Кубани, реки Дагестана). Наибольшую опасность в этих районах представляли дождевые паводки, обусловившие формирование селевых потоков, повторяемость которых в горных районах России особенно возросла с 2001 года (рис. 4).

Во внутриконтинентальных районах увеличение повторяемости опасных паводков происходило также в горных и предгорных районах юга Западной Сибири (бассейн Верхней Оби), на реках

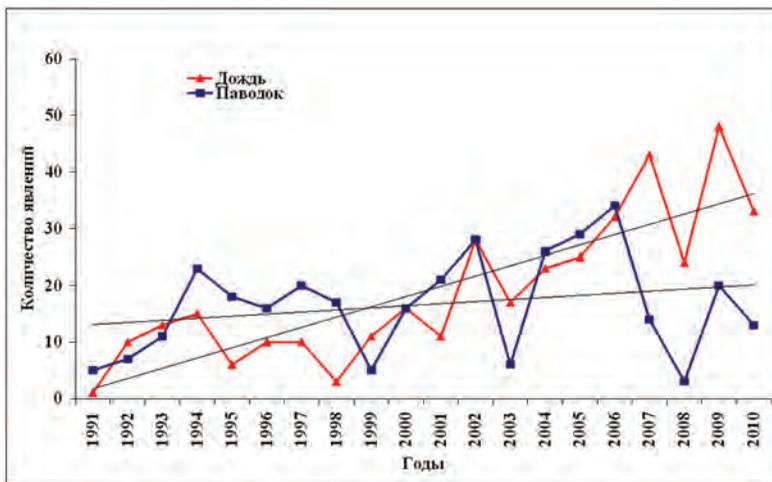


Рис. 3. Изменения повторяемости опасных паводков на реках и обильных дождей с учтенным ущербом за 1991–2010 гг.

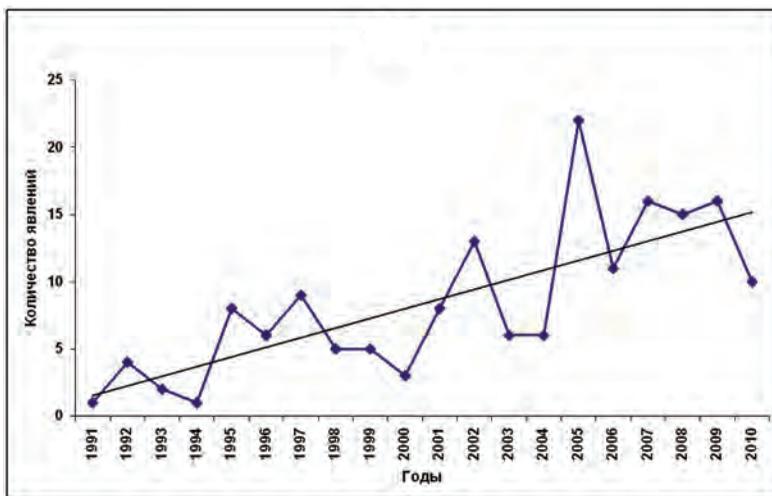


Рис. 4. Изменение повторяемости селей с причиненным ущербом на горных реках России за 1991–2010 гг.

Южного Урала, Зауралья и Поволжья, в некоторых районах бассейнов Енисея, Лены. В некоторых из этих районов произошло увеличение повторяемости селей. Но непрогнозируемое уменьшение повторяемости паводков произошло на реках Забайкалья.

С 2001 г. в устьях рек территории Калининградской области увеличилась повторяемость опасных нагонных наводнений (по два ежегодно до 2005 г.). Причиной опасных затоплений с оцененным ущербом были также ветровые нагоны на Сахалине и Чукотке. Но по оценкам причиненного ущерба для рек всей территории России явных изменений опасности от нагонных наводнений за рассматриваемый 20-летний период не отмечено (рис. 5).

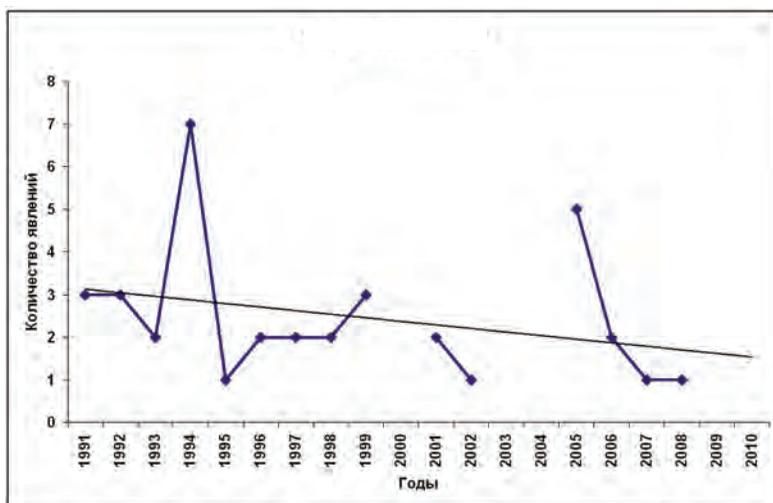


Рис. 5. Изменения повторяемости нагонных наводнений в морских устьях рек с учтенным ущербом за 1991–2010 гг.

Таким образом, сравнительный анализ показывает, что приведенный в [2, 3] прогноз ожидаемых увеличений повторяемости опасных гидрологических явлений на реках многих районов России за прошедшее пятилетие (2005–2010 гг.) в основном оправдался. Но произошло некоторое уменьшение интенсивности их изменения по сравнению с предыдущим пятилетним периодом, что может быть обусловлено изменениями совокупности метеорологических факторов. Поэтому для оценки возможного

повышения риска опасных наводнений и паводков в ближайшие десятилетия важно рассмотреть их зависимость от климатической изменчивости основных факторов формирования высоких наводнений (атмосферных осадков и температуры воздуха) и от опасных метеорологических явлений в предшествующие десятилетия.

Исследования климатологов свидетельствуют, что количество осадков холодного полугодия (октябрь – март) за 1976–2006 гг. увеличивалось на большей части территории России [8], а наиболее интенсивным было их увеличение в приморских районах тихоокеанского побережья России (Сахалин, Камчатка, Приморье, Чукотка), в Причерноморье, а также на Северном Кавказе, в Поволжье, на Среднем и Южном Урале.

Аналогично изменениям количества осадков холодного периода, но с некоторыми территориальными отличиями распределялась и средняя за зимний период высота снежного покрова [8, 10]. Наибольшее увеличение средней высоты снега происходило на всей территории Западной Сибири, в центральных районах ЕТР, на Камчатке, Сахалине, а уменьшение – в западной части ЕТР, в горах юга Западной Сибири, на Чукотке, в Прибайкалье и Забайкалье [8].

Анализ изменения максимальных запасов воды в снежном покрове (далее снегозапасов) по данным маршрутных снегосъемок на полевых и лесных участках за 1976–2010 гг., приведенный на сайте ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», свидетельствует об их значительных территориальных различиях. Увеличение снегозапасов наблюдалось на полевых и лесных участках Южного и Среднего Урала, южного Зауралья, на юге Восточной Сибири (бассейн Енисея и Алдана), на юге Приморья, Сахалине, западе Камчатки. На ЕТР некоторое увеличение снегозапасов на полевых участках наблюдалось в центральной и предуральской частях, в Прикаспийской части Северного Кавказа, а на лесных участках происходило уменьшение снегозапасов на всей территории ЕТР, кроме небольшой части территории побережья Белого моря. Уменьшение снегозапасов происходило на Северном Урале, юге Западной Сибири (особенно на лесных участках), большей части Восточной Сибири, в Забайкалье, восточной части Камчатки.

В теплый период года (апрель – сентябрь) увеличение количества осадков характерно для приморских районов юга Дальнего Востока (Сахалин, Приморье и Нижний Амур), Причерноморья и Прикаспия, северного Предуралья (бассейн Печоры), а также

во внутриконтинентальных районах юга Сибири. Уменьшение количества осадков теплого полугодия наблюдалось на большей части ЕТР, а на Азиатской части России – на Камчатке, Чукотке, Колыме и в Забайкалье [8].

В публикации [5] увеличение повторяемости опасных наводнений в период половодья во внутриконтинентальных горных и предгорных районах Азиатской части территории России обосновывалось не только количеством зимних осадков, но и повторяемостью выпадения интенсивных снегопадов с метелевым переносом снега. Увеличение повторяемости опасных снегопадов, сопровождающихся метелью, было характерно для Северного Кавказа, Западной Сибири, Приморья, Камчатки. Приведенные на рис. 1 графики изменения повторяемости опасных наводнений и опасных снегопадов для всей территории России подтверждают эту закономерность. Но несовпадение направленности изменений в повторяемости опасных наводнений и снегопадов, проявившееся в последние годы, свидетельствует о необходимости поиска других причин стабилизации изменений опасных наводнений в период 2006–2007 гг.

Анализ материалов о количестве осадков за один снегопад, обуславливающих опасность с причинением ущерба, показывает, что опасными снегопады бывают обычно тогда, когда их количество составляет от 20 до 90 мм, но в отдельных случаях (например, при выпадении мокрого снега с его налипанием на провода, строения) убытки приносят снегопады с количеством осадков всего 10–15 мм. В горных районах Северного Кавказа не редки случаи, когда годовое количество осадков за снегопады, обуславливающие опасности (преимущественно от схода лавин), достигает 130–145 мм, в горах юга Сибири (Алтай, Западные Саяны) иногда превышает 100 мм, а на Камчатке, Сахалине, в Дальневосточном Приморье годовое количество осадков за снегопады, обуславливающие ущерб, иногда превышают 200 мм.

По суммарному за 20 рассматриваемых лет количеству очень сильных осадков в виде снега, мокрого снега и снега с дождем лидирует территория Дальневосточного федерального округа (ФО) – более 5000 мм. На Северном Кавказе (Южном ФО) их количество около 1500 мм, в Сибирском ФО – более 1100 мм (большая часть в южных районах Западной Сибири).

Статистический анализ методом парной корреляции между опасными снегопадами и опасными наводнениями за 20-летний период показал, что в целом для территории Дальневосточного ФО коэффициент корреляции составляет 0,37, для Сибирского ФО – 0,25. Для остальных регионов России общетерриториальная связь между опасными снегопадами и наводнениями тоже не значима. Некоторое увеличение опасности наводнений наблюдается в Северо-Западном ФО, преимущественно на территории самой северной, Архангельской области, на реки которой приходится половина всех наблюдавшихся на территории Северо-Западного ФО за 20 лет опасных наводнений в половодье. В Приволжском ФО увеличение количества наводнений происходило на реках территорий Республики Марий Эл, Кировской и Саратовской областей. На территории Центрального ФО редким годам с опасными наводнениями в весеннее половодье обычно предшествовали зимы с опасными снегопадами (1994, 1999, 2005 гг.).

Важным фактором для увеличения повторяемости опасных наводнений в период весеннего половодья является также существенное повышение весенней температуры, особенно ощутимое в горных районах, что способствует увеличению дружности половодья с одновременным формированием стока в нескольких высотных зонах, т.е. на большей площади бассейна. Этому способствует также, возможно в большей степени, чем повышение температуры, произошедшее увеличение в весенний период количества атмосферных осадков [8].

Территориальное распределение опасных наводнений и паводков соответствует изменениям климатических условий формирования максимальных расходов воды, которые за рассматриваемый период характеризовались тенденцией увеличения на большей, Азиатской части территории России и отсутствием изменений на ЕТР [4].

Рост повторяемости высоких наводнений при ледовых заторах в основном объясняется климатической изменчивостью. Но известно, что формирование ледяных заторов, кроме климатических условий, определяется комплексом других факторов: направлением вскрытия реки от льда, которое должно происходить сверху вниз по течению, наличием ниже по течению толстого ледяного покрова, прочностью и количеством льда, перемещающегося вниз по течению, интенсивностью притока воды в русло,

морфометрическими характеристиками русла и др. (Бузин, 2000; Банщикова, 2009).

Известно, что при современных изменениях климата весеннее потепление зависит от широты местности: в более ранние месяцы в южных широтах и позже в средних и северных [9]. Из-за увеличения интенсивности повышения температуры воздуха весной и при почти одновременном вскрытии Лены и ее притоков создаются наиболее благоприятные условия для формирования заторов как на главной реке бассейна, так и на ее притоках Витим, Вилюй, Олекма. Так на Олекме заторные повышения уровня могут достигать 10 м. Из-за заторов вскрытие Лены задерживается на 2–6 суток. На других реках Восточной Сибири и северной части Дальнего Востока (рр. Колыма, Тимптон, Яна) интенсивное повышение температуры весной тоже благоприятствует формированию мощных заторов льда, но высота подъема уровня воды при заторах несколько ниже, чем на Лене и Енисее. В бассейне Оби заторы бывают реже, чем на Енисее и Лене.

Данные по изменению повторяемости заторных наводнений за 20-летний период свидетельствуют об ее уменьшении с 1991 по 2005 год, когда происходило повышение зимней температуры, а существенное увеличение в 2006–2010 гг. (см. табл.) является следствием понижения зимних температур воздуха в этот период, обусловившее увеличение толщины льда и вероятности заторных наводнений в весеннее половодье.

Причиной формирования опасных паводков бывают ливни и продолжительные дожди с выпадением значительного количества осадков (обильные или сильные осадки) [5]. Ливневые осадки обуславливают обычно опасные паводки на малых реках, которые наносят ущерб населенным пунктам и чаще фиксируются, а сильные, обложные осадки служат причиной опасных наводнений и на средних реках, что приводит к более значительному ущербу. Повторяемость таких осадков, обусловивших ущерб, в первом десятилетии XXI в. особенно возросла (рис. 3).

Корреляционный анализ свидетельствует, что связь повторяемости опасных паводков, обусловленных обильными осадками, теснее, чем с ливнями. На территории Южного ФО коэффициент корреляции между опасными сильными дождями и опасными паводками 0,58, а опасными дождями и селями – 0,74. На Дальнем Востоке коэффициент корреляции между сильными дождями, обусловившими ущерб и опасными паводками 0,44, а корреляция

опасных ливней с селями на Дальнем Востоке (0,42) теснее, чем с опасными (обильными) дождями (0,25).

На реках Дальнего Востока с муссонным климатом, «океаническим» типом водного режима рек, характеризующимся дождевым половодьем в летнее время и паводками в весенние и летне-осенние периоды, увеличение количества осадков при опасных снегопадах на фоне наблюдающегося уменьшения летних осадков способствует увеличению снеговой составляющей в формировании максимального паводочного стока, о чем свидетельствует увеличение в последние годы повторяемости и продолжительности опасных паводков в весенние месяцы и в переходный от весны к лету июнь.

Анализом климатологов имеющихся временных рядов суточных сумм атмосферных осадков установлено, что при современных изменениях климата в ряде регионов страны в летние месяцы возрастает число дней с интенсивными осадками [1, 11]. Это, наряду с температурой, рассматривается как увеличение экстремальности климата. Сравнение районов повышенной экстремальности климата по увеличению количества суточных осадков в зимне-весеннее время и увеличения повторяемости опасных наводнений в период весеннего половодья на реках свидетельствует об их территориальном совпадении, особенно для континентальных районов Азиатской территории России и Кавказа. Для летнего периода наибольшее совпадение изменения экстремальных количеств суточных осадков и повторяемости опасных паводков характерно для приморских районов Дальнего Востока и Кавказского Причерноморья. Это также свидетельствует о преимущественно климатической обусловленности изменения повторяемости опасных наводнений и паводков на реках, а также позволяет использовать критерии климатической экстремальности для уточнения районов повышенной опасности высоких наводнений, где из-за редкой плотности населения и гидрологической сети их повторяемость не фиксируется. Это относится, например, в части увеличения повторяемости опасных паводков на реках Хамар-Дабана и северного Прибайкалья.

Заключение

1. При современных тенденциях изменений климата и климатической изменчивости наибольшие риски повышенной повторяемости опасных наводнений и паводков наблюдаются

на реках приморских и островных районов Дальнего Востока (Камчатка, Сахалин, Курилы, Чукотка, Приморье), где к этим опасностям добавляются угрозы наводнений от цунами. Повышенная вероятность опасных паводков и селей отмечается также на реках Кавказского Причерноморья и Прикаспия. Повышенной опасностью заторных наводнений характеризуются приустьевые области рек всех приморских районов Севера России.

2. Во внутриконтинентальных районах отличаются повышенными рисками опасных паводков и селей реки Северного Кавказа, опасными наводнениями и паводками реки горных и предгорных районов Алтая, Саян, Урала, Хамар-Дабана, Прибайкалья и Забайкалья, заторных наводнений – реки в средних частях бассейнов больших рек Сибири и Севера ЕТР.

3. Для районов повышенной вероятности опасных наводнений в весеннее половодье была характерна не только повышенная снежность зим, но иногда при средней снежности определяющими факторами были рост повторяемости опасных снегопадов, увеличение осадков в период снеготаяния, повышение его интенсивности из-за роста весенних температур воздуха, а увеличение повторяемости заторных наводнений на больших реках Сибири обусловлено суммой низких температур зимой, увеличением разницы между сроками наступления положительных температур воздуха весной в южных и северных широтах.

4. Увеличение повторяемости опасных паводков характерно для районов повышенной экстремальности выпадения обильных, а не ливневых осадков. Для приморских районов муссонного климата и рек Северного Кавказа характерно увеличение повторяемости опасных паводков и селей при росте повторяемости обильных осадков в весенний период и начале летнего, что свидетельствует об увеличении роли снежного покрова в их формировании.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 11-05-00691)

Литература

1. Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Разуваев И.Н. Критерии экстремальности климатических явлений в температурном режиме и режиме осадков на территории России // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2007. Вып. 173. С. 38–62.

2. Стратегический прогноз изменений климата Российской Федерации на период 2010–2015 гг. и их влияние на отрасли экономики России. Москва, 2005. 28 с.
3. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Том II. Последствия изменений климата. Москва, 2008. 288 с.
4. Семенов В. А. Региональные особенности климатически обусловленных изменений повторяемости экстремальных гидрологических явлений на реках России // Материалы Третьей всероссийской конференции с международным участием «Фундаментальные проблемы воды и водных ресурсов». Барнаул: Изд-во АРТ, 2010. С. 451–454.
5. Семенов В. А. Климатически обусловленные изменения экстремальных гидрологических явлений на горных реках России и развитие мониторинга для предупреждения об их опасности // Сборник Всероссийской научной конференции «Проблемы безопасности в водохозяйственном комплексе России». Краснодар: ООО «Авангард плюс», 2010. С. 404–415.
6. Семенов В. А., Семенова И. В., Аванесян Р. А., Дегтяренко Т. И. Особенности климатически обусловленных изменений опасных и неблагоприятных гидрологических явлений на реках горных территорий России // Труды ГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2010. Вып. 175. С. 215–230.
7. Семенов В. А. Климатически обусловленные изменения опасных и неблагоприятных гидрологических явлений на реках России // Метеорология и гидрология. 2011, № 2. С. 74–81.
8. Шерстюков А. Б. Изменения климата и их последствия в зоне многолетней мерзлоты России. Обнинск: ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2009. С. 127.
9. Шерстюков Б. Г. Региональные и сезонные закономерности изменений современного климата. – Обнинск: ГУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2008. С. 247.
10. Шамакин А. Б. Климатические характеристики снежного покрова Северной Евразии и их изменения в последние десятилетия // Снег и лед. 2010. Вып. 1(109). С. 43–57.
11. Gruza G., Rankova E., Rasuvaev V., Bulygina O. Indicators of climate change for the Russian Federation // Climate Change. Vol. 42. P. 219–242.

ЛЕСНЫЕ ПОЖАРЫ КАК МЕТЕООБУСЛОВЛЕННОЕ ЯВЛЕНИЕ

1. Факторы пожароопасности в лесах

Россия занимает особое, уникальное положение в мире по площади, занятой лесом. При площади около 1690 млн га на ее территории находятся пятая часть всех лесов мира и половина мировых хвойных лесов. Общая площадь лесов составляет в России около 1178,6 млн га [1]. Это приблизительно 70 % от всей территории страны. Леса играют заметную роль в поддержании и сохранении биоразнообразия как поглотители углерода и поставщики кислорода, а также как источник биоресурсов. Границы лесов России показаны на рис. 1.

Ежегодно в теплую половину года во всем мире в лесах возникают пожары. Лесные пожары возможны только при благоприятных погодных условиях. Предпосылками больших лесных пожаров являются:

– малоснежная зима, длительный бездождевой период (15–20 дней) с высокой (выше средней многолетней) среднесуточной

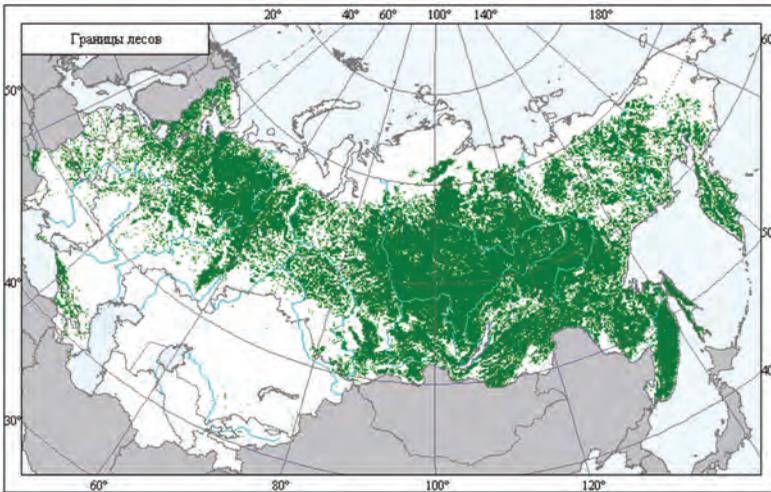


Рис. 1. Границы лесов [1]

температурой воздуха и малой относительной влажностью в начале пожароопасного сезона, когда степень пожарной опасности в лесу по условиям погоды характеризуется IV, V классами пожарной опасности; длительный период с IV, V классами пожарной опасности, атмосферная засуха в любое время пожароопасного сезона;

– наличие в лесном фонде бесконтрольных антропогенных источников огня и/или частые грозовые разряды при высокой степени пожарной опасности в лесу по условиям погоды.

Пожароопасная обстановка в лесах возникает при сухой и жаркой погоде и нарастает с увеличением продолжительности периода с такими погодными условиями. Соответствующие метеорологические условия являются необходимыми, но недостаточными для возникновения лесного пожара. Пожар возникает и развивается при наличии еще двух факторов: наличие горючих материалов (леса) и наличие источника огня (возгорания). На возгорание лесных материалов дополнительно влияют породный состав, возраст, санитарное состояние лесных насаждений и др. Лесной пожар – явление многофакторное. Лесные пожары, как правило, начинаются почти сразу после схода снежного покрова, если устанавливается сухая погода. Наличие сухой прошлогодней травяной подстилки на почве способствует возгоранию. В последующие месяцы зеленая масса ослабляет способность леса к возгоранию, однако высокая летняя температура усиливает горимость леса, которая сдерживается только выпадением атмосферных осадков.

При появлении метеорологических пожароопасных условий пожар может возникнуть как по естественной причине, например из-за разряда молнии, так и по антропогенной причине – неосторожного обращения с огнем. Возникший пожар распространяется тем быстрее, чем суше лесная подстилка, выше температура воздуха, меньше его относительная влажность и больше скорость ветра. Лесная растительность достигает определенной сухости в теплую половину года при длительных антициклональных условиях погоды.

Региональные условия потенциальной опасности возникновения лесных пожаров от гроз определяются метеорологическими факторами и грозовой активностью в регионе. Они делятся на две группы:

- постоянные факторы, которые являются характерной особенностью региона – среднегодовое число дней с грозой, средняя

многолетняя продолжительность гроз, многолетний наиболее вероятный класс пожарной опасности, средние данные о фактической горимости лесов на территории исследуемого региона;

- дополнительные факторы, которые требуют дополнительных исследований и включают характеристики солнечной и геомагнитной активности, влияющие на пространственно-временное распределение грозовых явлений или другие неизученные особенности местности.

Г.Н. Коровин и А.С. Исаев [17] считают, что в заселенных равнинных районах России до 98 % возгораний возникает по вине человека, а в удаленных северных районах в 50 % случаев виноваты грозы. Ежегодно около 5 % лесных пожаров перерастают в угрожающе-крупные, которые охватывают до 92 % всех площадей, пройденных огнем.

На пожары, вызванные грозами, в среднем по России приходится 10 % от общего числа лесных пожаров. При этом, по данным В.А. Иванова и др., для отдельных регионов (например, северные районы Красноярского края) доля пожаров от гроз может составлять 90 % [12].

По результатам анализа в Восточной Сибири за 2004–2005 гг. [26], распределение пожаров и молний во времени в течение пожароопасного периода имеет значительную сезонную изменчивость. Наибольшее число всех пожаров было зарегистрировано в мае. После схода снежного покрова до появления новой сочной растительности сухая прошлогодняя лесная подстилка легко воспламеняется от любого источника огня. Пик грозовой активности пришелся на июль, и максимальное число пожаров, вызванных грозами, было зарегистрировано в летние месяцы. В 2004 г. наибольшее число пожаров от гроз пришлось на июнь и июль, в 2005 г. – на июль и август. Проявляется значительная широтная зависимость грозовой деятельности и пожарной активности. Наблюдается снижение числа пожаров с юга на север. На интервал 49–55° с.ш. приходится 50 и 65 % от общего числа зарегистрированных пожаров для 2004 и 2005 гг. соответственно, в то время как в интервале 70–75° с.ш. было зарегистрировано всего 0,26 % от числа всех пожаров в 2005 г. В 2004 г. пожары там не зафиксированы [26]. В интервале 75–78° с.ш. пожары совсем не наблюдались.

Количество молний также уменьшается в направлении с юга на север. На интервалах 49–55° и 55–60° с.ш. в 2004 и 2005 гг.

наблюдалось примерно равное число молний – около 40 %. При этом максимальное число пожаров, причиной которых могла стать гроза, приходится на 55–60° с.ш. Доля пожаров, вызванных молниями, по отношению к их общему числу растет с возрастанием географической широты, т.е. в области северных широт, где более низкая плотность населения, роль антропогенного фактора в возникновении пожаров снижается, а относительная роль естественного фактора возрастает. Наибольшая доля пожаров, вызванных молниями, приходится на интервал широт 60–65° с.ш. и составляет около 39 %. На более высоких широтах эта величина уменьшается вместе со значительным ослаблением грозовой активности. На широтах 65–70° с.ш. доля пожаров, вызванных молниями, по отношению к их общему числу составляет около 21 % [26].

Возникновение пожаров, их интенсивность, кроме всего прочего, зависит от орографии территории. Характеристики рельефа (ориентация и крутизна склонов) играют важную роль в возникновении и интенсивности лесных пожаров. Экспозиция и крутизна склонов значительно влияют на уровень увлажнения лесной подстилки. Наветренные склоны получают большее количество осадков, но вода, не задерживаясь на склонах, накапливается в низинах. От ориентации и крутизны склонов зависит скорость высыхания лесных горючих материалов [33].

Для оценки потенциальной опасности возгорания леса по условиям погоды существуют расчетные показатели опасности возгорания. В зависимости от величины показателя опасность возгорания оценивается по пяти классам. Особенности пожаров в горных лесах учитываются введением поправок, приведенных в табл. 1 .

В зависимости от крутизны и экспозиции склонов пожарное созревание (способность к возгоранию) может произойти позже или раньше. В табл. 1 созревание «позже на один класс» означает, что на рассматриваемой горной местности при расчетах потенциальной опасности возгорания леса при полученном комплексном (метеорологическом) показателе опасности возгорания необходимо понизить на единицу класс горимости леса по сравнению с таким же показателем для леса на горизонтальной поверхности. «Раньше на один класс» в таблице означает, что класс горимости леса на единицу необходимо повысить.

Таблица 1

Поправки на крутизну и экспозицию склонов по сравнению с горизонтальными участками для районов 50–60° с.ш. (по М.А. Софронову [23])

Период	До 30.IV и после 1.IX			С 1.V по 31.VIII
Экспозиция	С и СВ		З и ЮЗ	С и СВ
Крутизна	20–30°	Более 30°	Более 25°	Более 30°
Пожарное созревание	Позже на один класс горимости	Позже на два класса горимости	Раньше на один класс горимости	Позже на один класс горимости

После того как возгорание леса произошло, проводятся прогнозы его распространения. В оперативной работе для прогноза скорости распространения кромки пожара (V_x , м/мин) используется модель М.А. Софронова [23], в которой учитывается скорость ветра, угол уклона местности и относительная влажность воздуха:

$$V_x = V_0 \cdot K_j \cdot K_r \cdot K_w,$$

где V_0 – базовая (штилевая) скорость;

K_j – коэффициент влияния уклона, берется в соответствии с уклоном, экспозицией склона и направлением распространения горения (вверх по склону – углы положительные, вниз по склону – отрицательные, поперек склона – нулевые);

K_r – коэффициент влияния относительной влажности воздуха; в соответствии с величиной прогнозируемой относительной влажности воздуха (r , %);

K_w – коэффициент влияния ветра, берется в соответствии со скоростью и направлением ветра по отношению к кромке пожара (фронт, фланг, тыл).

Численные значения коэффициентов приведены в табл. 2–4.

Скорость распространения лесного пожара влияет на площадь выгорания леса, поэтому все метеорологические и ландшафтные факторы скорости пожара необходимо учитывать при расчетах климатических условий горимости леса. Однако таких методов для климатических расчетов еще не разработано.

Таблица 2

Коэффициенты относительного влияния ветра (W)
на скорость распространения горения при низовых пожарах

W , м/с	<u>0,0</u>	0,4	0,8	1,2	1,6	2,0	2,4	2,8	3,2	3,6	4,0	5,0
K_w	1,0	1,2	1,4	1,7	2,1	2,6	3,2	4,0	5,0	6,0	7,0	10,0
K'_w	1,0	1,0	1,0	1,1	1,1	1,2	1,2	1,3	1,4	1,5	1,6	1,8
K''_w	1,0	1,1	1,2	1,4	1,6	1,8	2,0	2,2	2,5	3,0	3,5	4,5

Примечание: W – ветер на высоте 2 м; K_w – для фронта; K'_w – для тыла и фланга; K''_w – для фланга при интенсивном горении [16].

Таблица 3

Коэффициенты относительного влияния уклона (K_j)
на скорость распространения горения при низовых пожарах

j	-40°	-30°	-20°	-10°	<u>0°</u>	10°	15°	20°	25°	30°	35°	40°
K_j	0,7	0,7	0,7	0,9	1,0	1,2	1,5	2,0	2,5	4,0	6,0	12,0

Таблица 4

Коэффициенты относительного влияния относительной
влажности воздуха (K_r) на скорость распространения горения
при низовых пожарах

r , %	20	25	30	35	<u>40</u>	45	50	55	60	70	80	90
K_r	1,7	1,5	1,3	1,1	1,0	0,9	0,8	0,7	0,7	0,6	0,5	0,3

2. Глобальная роль лесных пожаров

Лесной пожар представляет собой опасное стихийное бедствие, так как он уничтожает большие материальные ценности, в нем гибнут животные и птицы, а также в зависимости от зоны горения огонь может распространяться на населенные пункты, промышленные предприятия и выводить из строя высоковольтные линии электропередачи. Помимо этого лесной пожар задымляет большие пространства, изменяя состояние атмосферного воздуха. Крупные лесные пожары сокращают стоки атмосферного CO_2 , что приводит к возрастанию парникового эффекта. Такие пожары часто возникали на территории России. Так в 1915 г. в Западной Сибири

лесные пожары охватили площадь около 14 млн га. Крупные лесные пожары были в 1972, 1984 и 2002 гг. [15].

По данным работы [11], ежегодно в мире регистрируется около 200 000 пожаров, при которых выгорает 40 млн га леса, что составляет 0,1 % всех лесных запасов планеты. По данным работы [21], в мире ежегодно 400 000 пожаров уничтожают 0,5 % лесов. Оценки сильно отличаются, так как получены по разным методикам.

Столь же противоречивы они и для территории России. По данным работы [21], в России в последнее время ежегодно возникают около 30 000 лесных пожаров, и выгорают по 1–2 млн га лесов – 0,2 % лесного фонда. Однако Г.Н. Коровин и А.С. Исаев [17] оценили площадь ежегодных лесных пожаров в 5–6 млн га. В более поздней работе [18] Г.Н. Коровин и Н.В. Зукерт отмечают, что на активно охраняемой территории лесного фонда ежегодно возникают от 12 до 36 тысяч лесных пожаров, охватывающих площадь от 0,5 до 5,2 млн га.

Судя по работе [21], площадь выгоревших лесов на территории лесного фонда России в 5 раз превышает площадь вырубки лесов, а размеры ежегодного ущерба от лесных пожаров соизмеримы с величиной доходов от лесного хозяйства, а в отдельные годы значительно превышают его. Однако данные статистического справочника по лесным пожарам отличаются от этих оценок [6], но значения часто соизмеримы.

Сухининым и др. [35] отмечается, что за период с 1997 по 2002 г. в среднем от пожаров страдало $7,7 \times 106$ га/год. При этом имеет место значительная межгодовая изменчивость площади территории, пройденной огнем (от $1,5 \times 106$ до $12,1 \times 106$ га/год).

Фактические данные о лесных пожарах, полученные из разных источников, не всегда совпадают. Причина расхождений заключается в различиях методов получения фактических данных о лесных пожарах. По сведениям Министерства природных ресурсов на основе визуальных наблюдений площадь лесных земель, пройденная огнем, в 2004 году составила 442 тысячи гектаров. По сведениям Всемирного центра мониторинга пожаров (г. Фрайбург, Германия), на основе спутниковых наблюдений площадь пожаров на природных территориях России в 2004 году составила 5 миллионов 934 тысячи гектаров, или в 13,5 раз больше [<http://www.fire.uni-freiburg.de/current/globalfire.htm>]. Противоречие неслучайное и, по мнению [17], реальные масштабы горимости лесов России

и размеры наносимого огнем ущерба до настоящего времени не установлены. Заниженные значения, по данным Министерства природных ресурсов, частично связаны с тем, что огромные необжитые районы России остаются без наблюдений, а со спутника оценка идет по всей площади. С другой стороны, спутниковые данные о пожарах могут оказаться завышенными, поскольку не являются абсолютно точными и имеют тенденцию к завышению. По наблюдениям со спутников малые пожары иногда принимают за большие.

Периоды лесных пожаров тесно переплетаются с засухами. В последние десятилетия эти два природных феномена возникают все с большей частотой в различных регионах земного шара, многие из которых не принадлежат к зонам с засушливым климатом. Так, например, 2002-й стал годом сильнейшей засухи на востоке США, которая с апреля по июнь охватила около 40 % территории США, а в это же время в канадской провинции Квебек было зарегистрировано 45 лесных пожаров. В 2002 г. засухой были охвачены центральные регионы России, что вызвало на европейской части многочисленные пожары, дым от которых ощущался в более чем 100 населенных пунктах, в том числе и в Москве [15].

В Киотском протоколе к Рамочной конвенции ООН об изменении климата углеродный баланс лесов рассматривается в качестве важного инструмента национальной политики смягчения изменений климата. Однако лес является не только поглотителем, но и источником углекислого газа (CO_2) в атмосфере. Баланс CO_2 в атмосфере напрямую зависит от функционирования лесных экосистем – процессов фотосинтеза, дыхания и разложения органического вещества. Естественные и антропогенные нарушения лесных экосистем: лесные пожары, вспышки численности насекомых-вредителей, а также ведение лесного хозяйства (главным образом вырубки) – приводят к выделению углекислого газа в атмосферу.

Лесные пожары оказывают воздействие на окружающую среду, проявляющееся через изменения свойств подстилающей поверхности и процессов на уровне поверхности и через изменения химического состава атмосферы. Лесные пожары создают дополнительный источник CO_2 в атмосфере, они являются бедствием для населения и важным фактором локальной, региональной и даже глобальной экодинамики, что проявляется, например,

в обусловленных пожарами выбросах в атмосферу парниковых газов и аэрозоля.

Согласно имеющимся оценкам, около 30 % тропосферного озона, окиси углерода и углекислого газа, содержащихся в атмосфере, обусловлено вкладом лесных пожаров. Связанные с лесными пожарами выбросы аэрозоля в атмосферу могут оказывать существенное влияние на микрофизические и оптические характеристики облачного покрова (и, следовательно, на климат) [14].

Пожары в бореальных лесах летом в условиях сухой погоды дают выбросы в атмосферу большого количества активных малых газовых компонентов, оказывающих значительное влияние на химические процессы и перенос излучения в атмосфере. Выбросы окиси углерода при лесных пожарах в области широт больше 30° с.ш. составляют от 50 (~6 % от глобальных выбросов) до 121 ТгС/год. Оценки выбросов метана дали значение 0,9 ТгС/год (~3 % по отношению к глобальным выбросам метана за счет сжигания биомассы) [14].

Авторы работы [30] выполнили анализ данных наблюдений обусловленных лесными пожарами в Северной Америке и России в 1998 г. бореальных лесов в пяти различных регионах для оценки выбросов в атмосферу углерода за счет CO_2 , CO и CH_4 . Обусловленные пожарами в бореальных лесах в 1998 г. выбросы в атмосферу были 290–383 Тг (общий углерод), 828–1105 Тг (CO_2), 88–128 Тг (CO) и 2,9–4,7 Тг (CH_4). Верхний предел указанных значений соответствует 8,9 % суммарных глобальных выбросов углерода за счет сжигания биомассы; 13,8 % – глобальных выбросов CO , обусловленных лесными пожарами, и 12,4 % – глобальных выбросов метана за счет пожаров. Вклад лесных пожаров в России составил 78 % по отношению к суммарным выбросам (29 % приходится на долю Сев. Америки). Вклад торфяных пожаров на Дальнем Востоке России в поступление углерода в атмосферу осенью 1998 г. составлял до 40 Тг. Совместные выбросы CO_2 , обусловленные лесными и болотными пожарами, имеют тот же уровень, что и аномально высокие выбросы, наблюдавшиеся в Пойнт-Барроу (Аляска).

Высокоширотные экосистемы занимают 22 % поверхности суши и содержат около 40 % глобального почвенного углерода, содержание которого должно быть чувствительным к изменениям климата. Среди всех биомов Земли самым крупным резервуаром углерода являются бореальные леса, большая часть которых

стоит на многолетней мерзлоте, состояние которой определяется циклами деградации и аградации. Эти циклы находятся в тесной связи с лесными пожарами, которые представляют собой главное возмущающее воздействие для бореальных лесов. Обусловленное пожарами таяние вечной мерзлоты приводит к существенным изменениям режима температуры и влажности почвы и, соответственно, к изменениям почвенного резервуара углерода в экосистемах бореальных лесов [14].

Некоторые данные указывают на то, что причиной тренда потепления климата в Сев. Америке могли быть природно-обусловленные лесные пожары, хотя существует, конечно, и обратная зависимость режима лесных пожаров от климатических условий. Оценки показали, что глобальное потепление климата, которое может возникнуть при удвоении концентрации CO_2 , способно привести к возрастанию площади выгоревших бореальных лесов на 40 %. В свою очередь, изменение режима пожаров в бореальных лесах влияет на формирование глобального круговорота углерода, изменяя пространственную структуру и режим функционирования бореальных экосистем [14].

При общей площади земель лесного фонда России 1183 млн га запас углерода оценен в 41,2 Гт, из которых 96 % приходится на покрытую лесом площадь. Годичное депонирование углерода составляет для той же площади 212 млн т в год, в том числе 10 % приходится на не покрытую лесом и нелесную площадь [13].

Специальное внимание обращено [30] на косвенное воздействие лесных пожаров на почвенное дыхание в высоких широтах, где существуют богатые углеродом почвы в зонах вечной мерзлоты. Обусловленное пожарами потепление почвы должно усилить процессы дыхания и тем самым способствовать интенсификации выбросов CO_2 в атмосферу на протяжении интервала времени до 10 лет после пожара.

Лесные пожары выжигают подстилку, которая в зоне многолетней мерзлоты является теплоизолятором, влияющим на глубину сезонного протаивания грунтов. После пожара подстилка медленно восстанавливается в течение многих лет. В работе [24] показано, что в процессе увеличения давности гари происходит уменьшение средней глубины протаивания, это обусловлено восстановлением лесной подстилки, т.е. возрастанием толщины теплоизолятора – мохово-лишайникового покрова. Время восстановления высоты

мохово-лишайникового покрова до допожарного уровня составляет 30–50 лет [34].

Мохово-лишайниковый покров при высыхании превращается в горючий материал, создающий в засушливые годы условия для возникновения устойчивых пожаров на обширных территориях. Увеличение послепожарной глубины протаивания грядчвогрунтов способствует ускоренному росту выживших после пожара деревьев. Длительность этого периода составляет 10–30 лет. Последующее уменьшение глубины протаивания ограничивает развитие корневой системы деревьев и ведет к угнетению разных деревьев по-разному. Особенно сильно страдает лиственница. Вследствие увеличения числа пожаров происходит трансформация северных лиственничных лесов из зоны стока углерода в источник парниковых газов [24]. Возрастание частоты пожаров оказывает влияние на видовое разнообразие северных ландшафтов. Накапливаются свидетельства экспансии вечнозеленых хвойных деревьев (ель, кедр, пихта) в зону доминирования лиственницы. Лиственница, в свою очередь, продвигается в зону тундры [24]. Результатом этого процесса может стать достижение лиственницей побережья Арктики.

Леса и болота обеспечивают длительную консервацию углерода и существенно влияют на его глобальный цикл. Лесные пожары могут значительно сдвигать углеродный баланс в сторону эмиссии CO_2 в атмосферу. Определяющими в углеродном бюджете России являются два основных потока – первичная продукция и гетеротрофное дыхание [20, 27].

Чистая продукция на 49 % обусловлена продуктивностью зеленых частей фитомассы, при этом около 26 % продукции сосредоточено в надземной древесной массе и около 25 % – в подземной. Гетеротрофное дыхание в основном определяется дыханием почвенного покрова и на 15 % – разложением надземного детрита. Оценки потоков эмиссии углерода вследствие нарушений в экосистемах на 37 % определяются пожарами растительности и на такую же величину – биотическими факторами (наиболее значимые – массовые размножения лесных насекомых). Сток углерода в гидро- и литосферу составляет не более 2,2 % от чистой первичной продукции. Суммирование пулов и потоков дает оценку поглощения углерода из атмосферы лесами России 7,6 % от чистой первичной продуктивности [3].

Расчет полного углеродного бюджета показал, что в среднем за период 1961–1997 гг. лесные земли России поглощали из атмосферы 430 ± 70 Тг (млн т) углерода в год, из которых треть была обусловлена изменениями земельного покрова. Суммарный поток вследствие нарушений в лесных экосистемах варьировал от 90 до 400 Тг углерода в год. За период с 1988 по 1992 год лесные земли России поглощали из атмосферы около 240 ± 70 млн т углерода в год. С учетом данных из разных источников по оценкам полного углеродного бюджета можно сказать, что леса России являются огромными резервуарами дополнительного секвестра углерода, около 200–600 млн т углерода в год. Лесные пожары и эмиссия углерода при этом являются источником неопределенности углеродного цикла экосистем Сибири.

3. Мониторинг лесных пожаров

Наземный мониторинг

В РФ в пожароопасный интервал года ведется постоянный мониторинг и прогноз лесных пожаров. Для этого существует ГОСТ (Р 22.1.09–99) [5], разработанный специалистами Федеральной службы лесного хозяйства России, ВНИИлесхоза с участием рабочей группы специалистов Технического комитета по стандартизации «Гражданская оборона, предупреждение и ликвидация чрезвычайных ситуаций» и Агентства по мониторингу и прогнозированию чрезвычайных ситуаций МЧС России. ГОСТ введен в действие постановлением Госстандарта России от 25 мая 1999 г. № 181.

Мониторинг лесных пожаров – это система наблюдений и контроля за пожарной опасностью в лесу по условиям погоды, за состоянием лесных горючих материалов, за источниками огня и лесными пожарами с целью своевременной разработки и проведения мероприятий по предупреждению лесных пожаров и снижению ущерба от них.

Организацию работ по мониторингу и прогнозированию лесных пожаров в РФ осуществляет федеральный орган управления лесным хозяйством России, а на региональном уровне эту работу проводят государственные органы управления лесным хозяйством субъектов Российской Федерации. Ведение мониторинга и прогнозирования лесных пожаров, организацию работ по контролю за лесопожарной ситуацией (места лесных пожаров

и площади, пройденные лесными пожарами) и учету последствий лесных пожаров проводят лесхозы и другие организации, осуществляющие ведение лесного хозяйства, а также подразделения ФГУ «Авиалесоохрана», которые занимаются обнаружением и тушением лесных пожаров.

В среднем с помощью авиации обнаруживается 45,2 % пожаров. С применением авиационных сил и средств ликвидируется 37,5 % от числа возникших пожаров [1].

С 2005 года действует информационная система дистанционного мониторинга лесных пожаров Рослесхоза (ИСДМ Рослесхоза). ИСДМ Рослесхоза работает в масштабе всей страны в режиме реального времени с использованием спутниковых данных, данных системы грозопеленгации и ГИС-технологий для формирования ежедневной отчетности и принятия управленческих решений. Пользователями этой системы в настоящее время являются более 200 организаций лесного хозяйства, лесной промышленности, Росприроднадзора, МЧС и других.

В результате проводимого мониторинга формируется следующая информация, используемая для выявления лесных пожаров и прогнозирования их развития: оперативные данные о лесных пожарах и ходе их тушения из 83 субъектов Российской Федерации; данные о лесопожарной обстановке из ИСДМ Рослесхоза (общая площадь мониторинга земель лесного фонда – 1108 млн га); ежедневная обработка информации из субъектов Российской Федерации по выявленным ИСДМ Рослесхоза фактам горения (до 500 детектированных температурных аномалий в день); данные о координатах, полярности и силе молниевых разрядов и возможности возникновения в этих районах лесных пожаров; метеорологическая информация из Гидрометцентра России (8 показателей по 1200 метеостанциям ежедневно); подробная оперативная информация о лесных пожарах и ходе их тушения.

Мониторинг проводится на территории всего лесного фонда России, но при этом выделяют активно охраняемые леса и активно не охраняемые леса. Согласно ГОСТ Р 22.1.09–99, к активно охраняемым лесам относится территория лесного фонда, где регулярно проводится предупреждение, обнаружение и тушение лесных пожаров специально предназначенными силами и средствами. Лесные территории, на которых такой работы не проводится, называют активно не охраняемыми лесами.

Охраняемая площадь лесов в 2006 году составляла 681,2 млн га, из которых 215,5 млн га отнесены к зоне космического мониторинга 1-го уровня [1].

Начиная с 2007 года полномочия по охране лесов в полном объеме переданы субъектам Российской Федерации. Базы авиационной охраны лесов – филиалы ФГУ «Авиалесоохрана» – ликвидированы. Вместо них в субъектах организованы государственные учреждения по авиационной охране лесов. В создавшихся условиях существенно изменились место и роль службы авиалесоохраны. Субъекты разрабатывают свои варианты функционирования авиалесоохраны [1]. С 2008 года на базе Центрального диспетчерского пункта Центральной базы авиационной охраны лесов создан Центр мониторинга пожарной опасности (г. Пушкино). Сейчас основная функция Центра – мониторинг пожарной опасности лесов на всей территории Российской Федерации. Кроме этого в задачи Центра входит:

- сбор информации о мероприятиях, связанных с охраной лесов от пожаров;
- оперативный анализ обстановки с целью формирования предложений по перераспределению сил и средств пожаротушения;
- оценка эффективности принятия субъектами Российской Федерации мер по ликвидации лесных пожаров;
- контроль за соблюдением технологий и нормативов по профилактике и тушению лесных пожаров.

Ежедневно в Центр стекается комплексная информация из всех доступных источников:

- оперативные отчеты от органов исполнительной власти субъектов Российской Федерации в области лесных отношений;
- текущая и прогнозная метеоинформация по спутниковым каналам связи от Росгидромета;
- в случаях чрезвычайной пожарной ситуации в Центр поступает и фотовидеоинформация непосредственно с борта воздушного судна или от групп пожаротушения.

Система позволяет выполнять следующие задачи:

- прогнозирование и мониторинг пожарной опасности;
- детектирование и мониторинг лесных пожаров в динамике;
- оценку пройденной огнем площади и погибших насаждений;

- интеграцию в одном ГИС-интерфейсе комплексной информации (картографической подложки, космических данных, оперативных и архивных данных из разных источников).

Служба лесоохраны собирает сведения о лесных пожарах по данным наземных обследований. Сравнение данных авианаблюдений и данных наземных обследований показывает их хорошее согласие. На рис. 2 приведена сравнительная диаграмма числа пожаров, полученная по двум методам оценки [25]. Коэффициент корреляции составил 0,81. Однако преимуществом авианаблюдений является более высокая оперативность и пространственный охват обследований.

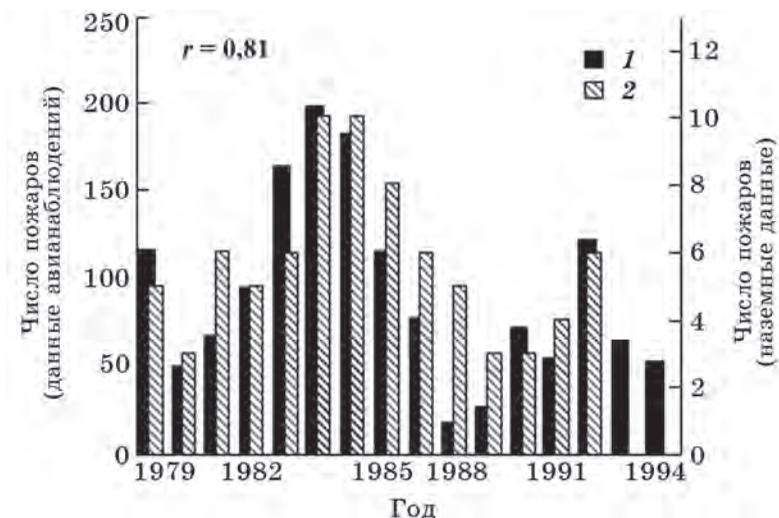


Рис. 2. Число пожаров в Эвенкийском автономном округе по данным авианаблюдений и по наземным обследованиям [25]

Потенциальная опасность возгорания леса

Кроме мониторинга за лесными пожарами, проводится постоянный мониторинг за потенциальной опасностью возгорания леса. Сухая и жаркая погода является обязательным условием для возникновения лесного пожара. Мониторинг опасности возникновения лесных пожаров проводится в управлениях Росгидромета. Мониторинг включает постоянное слежение за степенью пожарной

опасности в лесу по условиям погоды на основе расчета по метеорологическим данным комплексного показателя опасности возгорания (индекса горимости леса). Степень пожарной опасности оценивается на основе индекса по шкалам пожарной опасности (табл. 5) на основе заданных критериев.

Пожароопасные условия погоды вычисляются на основе данных метеорологических наблюдений. Согласно ГОСТ Р 22.1.09–99, степень пожарной опасности в лесу по условиям погоды должна определяться по принятому в лесном хозяйстве комплексному показателю (индексу горимости) В.Г. Нестерова, который вычисляется на основе данных о температуре воздуха (в градусах), температуре точки росы (в градусах), количестве выпавших осадков (в миллиметрах). Общероссийская шкала имеет пять классов пожарной опасности в лесу по условиям погоды (табл. 5).

Таблица 5

Шкала пожарной опасности в лесу по условиям погоды
(по ГОСТ Р 22.1.09–99)

Класс пожарной опасности по условиям погоды	Диапазон значений индекса горимости, $(^{\circ}\text{C})^2 \text{ сут}$	Пожарная опасность
I	0–300	Отсутствует
II	301–1000	Малая
III	1001–4000	Средняя
IV	4001–10 000	Высокая
V	> 10000	Чрезвычайная

Для отдельных регионов разработаны региональные шкалы пожарной опасности в лесу по условиям погоды, учитывающие местные особенности, в которых значения комплексного показателя по классам отличаются от значений общероссийской шкалы.

Кроме погоды, на опасность лесных пожаров влияют местные особенности лесной территории. В зависимости от характера участков лесного фонда (хвойные молодняки, захламленная вырубка, сосново-березовые насаждения на заторфованных почвах, средневозрастные насаждения сосны по горному склону, другие типы участков лесного фонда) независимо от погоды лесные участки делятся по условиям возможного возникновения в них лесных

пожаров и возможной их интенсивности. Такая оценка делается по пятибалльной шкале и приводится на лесопожарных картах и картах-схемах противопожарных мероприятий (табл. 6).

Т а б л и ц а 6

Классы пожарной опасности лесных участков
(по ГОСТ Р 22.1.09 – 99)

Класс пожарной опасности лесных участков	Степень пожарной опасности
I	Высокая
II	Выше средней
III	Средняя
IV	Ниже средней
V	Низкая

При прочих равных условиях лесной пожар возникает раньше в участках I класса пожарной опасности и в последнюю очередь в участках V класса пожарной опасности.

Неудачной следует признать нумерацию классов пожарной опасности в ГОСТе. В зависимости от погоды увеличению пожарной опасности соответствует повышение класса, а по местным условиям увеличению класса пожарной опасности соответствует уменьшение номера класса пожарной опасности.

Космический мониторинг

Начиная с середины девяностых годов в России активно развивались методы и технологии использования спутниковых данных для мониторинга лесных пожаров. Система спутникового мониторинга пожаров службы авиационной охраны лесов России является одним из блоков Информационной системы дистанционного мониторинга лесных пожаров МПР РФ (ИСДМ МПР РФ). Это позволяет использовать спутниковые данные наряду с другими видами информации (наземные и авиационные наблюдения, данные грозопеленгации, метеоданные) при принятии оптимальных решений при организации работ по обнаружению и тушению лесных пожаров [7].

Основными задачами, для решения которых используются спутниковые данные при организации мониторинга, являются:

получение информации для оценки метеообстановки; регистрация зон с подозрениями на лесные пожары на охраняемых территориях; обнаружение пожаров и контроль динамики пожаров на неохраняемых территориях; оценка последствий действия лесных пожаров.

В первые годы развития системы (1996–2001 гг.) использовались данные прибора AVHRR, установленного на спутниках серии NOAA [32]. Этот прибор имеет спектральный канал, необходимый для детектирования пожаров (3,7 мкм). Существующая группировка спутников NOAA позволяет получать данные по всей территории России. В последние годы стали использоваться данные прибора MODIS (спутники TERRA и AQUA) [29]. Этот прибор также имеет спектральный канал, необходимый для детектирования пожаров. Прибор имеет видимые каналы более высокого пространственного разрешения (250 м), чем у прибора AVHRR и может существенно расширить возможности анализа последствий действия пожаров.

Спутниковые данные лучше наземных наблюдений дают оценки пройденных огнем площадей и последствий лесных пожаров [35].

Благодаря развитию технологий построения информационных систем (ИС) доступа к спутниковым данным в последние годы возрос спрос на данные о лесных пожарах со стороны различных ведомств [2, 22].

Фактические данные о лесных пожарах стали доступны через Интернет.

Фактические данные о лесных пожарах

На официальном сайте Федерального государственного учреждения Центральная база авиационной охраны лесов «Авиалесоохрана» содержится оперативная информация о лесных пожарах, получаемая различными организациями:

- Центральная база авиационной охраны лесов «Авиалесоохрана», г. Москва. <http://www.pushkino.aviales.ru/>
- ВНИИ ГОЧС, г. Москва. <http://www.vniigochs.ru/>
- Лаборатория приема и обработки космической информации ВНИИ ГОЧС г. Владивосток. <http://www.lrpsi.vlad.ru/>
- Центр космического мониторинга ИСЗФ СО РАН, г. Иркутск. <http://ckm.iszf.irk.ru/>

- БайкалИнформЦентр. <http://www.geol.irk.ru/dzz/dzz.htm>
- ИТЦ СканЭкс. <http://www.scanex.ru/rus/data/data.htm>

На перечисленных сайтах представляются данные о лесных пожарах, при получении которых основным прибором на спутниках является радиометр MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) на борту американских спутников TERRA (на орбите с 1999 г.) и AQUA (на орбите с 2002 г.), осуществляющих исследования Земли из космоса по программе EOS (Earth Observing System) Национального аэрокосмического агентства (NASA) США. Радиометр MODIS позволяет осуществлять ежедневный оперативный мониторинг территорий, при этом периодичность наблюдения зависит от ее размеров и географического положения, а также количества используемых спутников. Периодичность наблюдения отдельной территории (например, субъекта РФ) при съемке одним спутником составляет от 1–2 раз для южных и центральных (по широте) районов России до 2–3 раз для северных районов в дневное время и столько же раз ночью. При съемке двумя спутниками частота наблюдений удвоится – от 4 до 12 раз в сутки (в зависимости от географического положения территории). Съемка всей территории России двумя спутниками может осуществляться 1–2 раза днем и столько же раз ночью. MODIS может зафиксировать пожар на площади менее 1км².

Наиболее полные статистические сведения о лесных пожарах в РФ за прошлые годы опубликованы в Справочнике [6]. Сводная информация для этого издания была взята из публикаций Росстата, МПР России, Рослесхоза, Госкомэкологии России и некоторых других организаций за период 1986–2004 гг. Справочник подготовлен на основе официальной информации. Он содержит сведения о числе лесных пожаров по субъектам Федерации, о лесной площади, пройденной огнем, потере древесины на корню вследствие лесных пожаров и др.

4. Оценка потенциальной опасности лесных пожаров по метеорологическим данным

Оценка потенциальной опасности лесных пожаров на текущий день

Для оценки степени пожароопасности леса в зависимости от метеорологических условий используется индекс горимости леса,

который является комплексным показателем пожарной опасности в лесу.

В России для оценки горимости леса применяют индекс Нестерова [5], а за рубежом для тех же целей применяют индекс засушливости KBDI, предложенный в работе [31].

Индекс Нестерова

Для вычисления комплексного показателя (G) пожарной опасности в лесу по условиям погоды необходимы следующие данные:

- температура воздуха (в градусах) и точки росы на 12 ч по местному времени;
- количество выпавших осадков (в мм) за предшествующие сутки, т.е. за период с 12 ч предыдущего дня (осадки до 2,5 мм в расчет не принимаются).

Температура воздуха определяется по сухому термометру психрометра, температура точки росы – по психрометрическим таблицам на основании отсчетов по сухому и смоченному термометрам. Количество выпавших осадков определяется по осадкомеру. Температура воздуха и точки росы измеряются с точностью до 0,1 °С; количество осадков – с точностью 0,5 мм.

Комплексный показатель текущего дня рассчитывают по формуле В.Г. Нестерова [5, 19].

$$G = \sum_i^n (T_i d_i), \quad d_i = (T_i - r),$$

где T_i – температура воздуха (в градусах) в 12 ч по местному времени; d – дефицит точки росы; r – точка росы (в градусах) на 12 ч по местному времени; n – число дней после последнего дождя.

Суммирование производится по последовательным дням без осадков (осадки менее 2,5 мм за сутки не учитываются). Суммирование начинается в первый сухой день после дождя и производится по n дням до выпадения осадков 2,5 мм за сутки или более. Все данные берутся из стандартных метеорологических наблюдений станций Росгидромета. Температура воздуха определяется по сухому термометру, температура точки росы – по психрометрическим таблицам на основании отсчетов по сухому и смоченному термометрам. Количество выпавших осадков определяется по осадкомеру. Температура воздуха и точки росы измеряются с точностью до 0,1 °С; количество осадков – с точностью 0,5 мм.

С каждым днем без дождя значение G увеличивается. Если выпадут осадки более 2,5 мм за сутки, то накопленная сумма обнуляется и со следующего дня без дождя начинается новое накопление суммы произведения $T_i d_i$. В Методических указаниях 1975 года [19] в формуле Нестерова предлагается суммирование проводить за каждый сухой день до тех пор, пока не выпадут осадки за сутки более 3 мм. С учетом местных особенностей в некоторых регионах при расчетах по формуле Нестерова критическими осадками продолжают считать 3 мм.

Модифицированный индекс горимости Нестерова

Несмотря на широкое использование индекса Нестерова для оценки потенциальной опасности возгорания леса, не прекращаются попытки улучшить комплексный показатель опасности возгорания. Недостатком описанного выше индекса Нестерова является его резкое падение до нуля при дождях с суммой осадков за сутки 2,5 или 3 мм (по разным источникам) независимо от сложившейся до дождя сухости погоды и горючих материалов в лесу. Эти попытки имеют давнюю историю.

В работе [9] предлагалось вычислять модифицированный индекс Нестерова, при расчете которого нет обнуления после каждого дождя, но осадки учитываются. В зависимости от количества выпавших осадков индекс, вычисленный по формуле Нестерова, умножается на понижающий коэффициент, приведенный в таблице 7.

По В. А. Жданко модифицированный индекс Нестерова

$$Gm(i) = G(i) K(i).$$

Значение коэффициента K определяется по табл. 7 в зависимости количества выпавших осадков за сутки.

Т а б л и ц а 7

Коэффициент K для расчета модифицированного индекса Нестерова для оценки горимости леса

Осадки, мм	0	0,1–0,9	1–2	3–5	6–14	15–19	20 и более
K	1	0,8	0,6	0,4	0,2	0,1	0

В некоторых публикациях предлагали учитывать влажность напочвенного покрова или лесной подстилки [4, 8]. Однако на

практике используется индекс Нестерова в соответствии с ГОСТом или в соответствии с [19].

Индекс засушливости KBDI

За рубежом индекс Нестерова практически не используется. Во многих странах для оценки потенциальной опасности возгорания леса применяют индекс засушливости, предложенный в [31]. На основе моделирования и расчетов авторами индекса составлено пять таблиц факторов засухи (табл. 8 – 12). Каждая таблица служит для определенного диапазона годовой суммы осадков в дюймах. Для определения индекса необходимо знать годовую сумму осадков, максимальную температуру воздуха и количество осадков в течение последних 24 часов и среднее многолетнее значение количества осадков за год.

Из пяти таблиц выбирается одна таблица, предназначенная для определенной годовой суммы осадков (в дюймах). В таблице строки – это максимальная температура (в градусах Фаренгейта), а столбцы – индекс засушливости за предыдущий день.

Индекс засушливости прибавляется каждый день к предыдущему значению индекса в зависимости от температуры воздуха. Начало периода определяется датой таяния снежного покрова весной, в это время индекс равен нулю.

Методика вычисления индекса KBDI

Вычисление индекса *KBDI* нельзя описать простой формулой, его вычисление – это последовательность простых действий с применением табличных данных в зависимости от метеорологических условий. В русскоязычной литературе нет подробного описания методики расчета индекса *KBDI*, поэтому она приводится ниже.

Индекс зависит от местных особенностей осадков. По многолетним данным о годовой сумме осадков на исследуемой метеорологической станции выбирается таблица, предназначенная для дальнейших расчетов индекса при таковой годовой сумме осадков.

Анализируются многолетние ряды данных наблюдений за температурой и осадками. В первый год имеющихся наблюдений определяется дата начала засухи в первый год – это день перехода температуры через ноль (от минуса к плюсу). Индексу *KBDI* в этот день присваивается значение ноль. Далее анализ идет по каждому

дню и по всем годам. В последующие годы индекс определяется комплексом показателей, и при отрицательных температурах он может оказаться больше нуля. То есть при особо сухих условиях потенциальная опасность возгорания леса может сохраняться даже при отрицательных температурах.

Далее каждый день по данным о максимальной суточной температуре воздуха в градусах Фаренгейта при отсутствии дождя по выбранной таблице определяется фактор засушливости Z и прибавляется к индексу, который был днем раньше, $KBDI_{i-1}$ (значение индекса «вчера»). Если в анализируемый день сумма осадков Q за сутки превысила 0,2 дюйма, то к индексу вычисляется поправка $d = 100(Q - 0,2)$. Если осадки меньше 0,2, то $d = 0$. Если два дня подряд осадки были меньше 0,2, но в сумме за два последовательных дня осадков было больше 0,2, то поправка вычисляется как $d_i = 100(Q_{i-1} + Q_i - 0,2)$. Если в один из последовательных дней осадки были больше 0,2, а в другой меньше 0,2, то на каждый из этих дней вычисляется поправка к индексу $d_i = 100(Q_i - 0,2)$.

Индекс в i -й день вычисляется:

$$KBDI_i = KBDI_{i-1} + Z_i - d_i$$

Далее прилагаются таблицы 8–12 для определения фактора засушливости.

Расчет индекса переходит от одного года к другому без обнуления индекса зимой. При этом возможно по некоторым станциям зимой индекс будет иметь значения больше нуля или примет нулевые значения только в середине или в конце зимы. Перевод осадков из миллиметров в сантиметры и далее в дюймы:

$$q[\text{дюйм}] = q[\text{мм}]/10/2,54.$$

Перевод температуры из градусов Цельсия ($^{\circ}\text{C}$) в градусы Фаренгейта (F):

$$T[\text{F}] = 32 + 9/5 T[\text{C}].$$

Таблица 8
Фактор засушливости для регионов с годовой суммой осадков от 10 до 19 дюймов

T _{max} (F)	Индекс засушливости вквара															
	0-49	50-99	100-149	150-199	200-249	250-299	300-349	350-399	400-449	450-499	500-549	550-639	640-699	700-759	760-799	800
107+	21	19	18	11	15	14	13	11	10	9	7	5	3	2	1	0
104-106	18	17	15	14	13	12	11	10	8	7	6	5	3	2	1	0
101-103	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	1	0
98-100	13	12	11	11	11	9	8	7	6	5	5	3	2	1	1	0
95-97	11	10	10	9	8	8	7	6	5	5	4	3	2	1	1	0
92-94	9	9	8	8	7	6	6	5	5	4	3	3	2	1	0	0
89-91	8	8	7	7	6	5	5	4	4	3	3	2	1	1	0	0
86-88	7	6	6	6	5	5	4	4	3	3	2	2	1	1	0	0
83-85	6	5	5	5	4	4	4	3	3	2	2	2	1	1	0	0
80-82	5	5	4	4	4	3	3	3	2	2	2	1	1	1	0	0
77-79	4	4	4	3	3	3	3	2	2	2	1	1	1	1	0	0
74-76	3	3	3	3	3	2	2	2	2	1	1	1	1	1	0	0
71-73	3	3	2	2	2	2	2	2	1	1	1	1	1	1	0	0
68-70	2	2	2	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0
65-67	2	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0
62-64	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0
59-61	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0
56-58	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0
53-55	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0
50-52	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Таблица 10
Фактор засушливости для регионов с годовой суммой осадков от 30 до 39 дюймов

T _{max} (F)	Индекс засушливости вчера															
	0-49	50-99	100-149	150-199	200-249	250-299	300-349	350-399	400-449	450-499	500-549	550-639	640-699	700-759	760-799	800
107+	41	38	36	33	30	28	25	23	20	17	15	11	6	4	1	0
104-106	35	33	31	28	26	24	22	19	17	15	13	9	5	3	1	0
101-103	30	28	26	24	22	20	19	17	15	13	11	8	5	3	1	0
98-100	26	24	23	21	19	18	16	14	13	11	9	7	4	2	1	0
95-97	22	21	19	18	16	15	14	12	11	9	8	6	3	2	1	0
92-94	19	18	16	15	14	13	12	10	9	8	7	5	3	2	1	0
89-91	16	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	4	3	1	1	0
86-88	14	13	12	11	10	9	8	7	7	6	5	4	2	1	1	0
83-85	11	11	10	9	9	8	7	6	6	5	4	3	2	1	1	0
80-82	10	9	8	8	7	7	6	5	5	4	3	3	2	1	0	0
77-79	8	8	7	7	6	6	5	4	4	3	3	2	1	1	0	0
74-76	7	6	6	5	5	5	4	4	3	3	2	2	1	1	0	0
71-73	6	5	5	5	4	4	3	3	3	2	2	2	1	1	0	0
68-70	5	4	4	4	3	3	3	3	2	2	2	1	1	1	0	0
65-67	4	3	3	3	3	3	2	2	2	2	1	1	1	1	0	0
62-64	3	3	3	2	2	2	2	2	1	1	1	1	1	0	0	0
59-61	2	2	2	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0
56-58	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0
53-55	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0
50-52	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0	0
<50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Таблица 12
Фактор засушливости для регионов с годовой суммой осадков от 60 и более дюймов

T _{max} (F)	Индекс засушливости вчера															
	0-49	50-99	100-149	150-199	200-249	250-299	300-349	350-399	400-449	450-499	500-549	550-639	640-699	700-759	760-799	800
107+	91	85	79	73	68	62	56	50	44	38	32	24	14	8	2	0
104-106	78	73	68	63	58	53	48	43	38	33	28	21	12	7	2	0
101-103	67	63	58	54	50	45	41	37	32	28	24	18	10	6	2	0
98-100	57	54	50	46	43	39	35	31	28	24	20	15	9	5	2	0
95-97	49	46	43	40	36	33	30	27	24	21	17	13	8	4	1	0
92-94	42	39	36	34	31	28	26	23	20	18	15	11	7	4	1	0
89-91	36	33	31	29	26	24	22	19	17	15	13	9	6	3	1	0
86-88	30	28	26	24	22	20	18	17	15	13	11	8	5	3	1	0
83-85	25	24	22	21	19	17	16	14	12	11	9	7	4	2	1	0
80-82	21	20	19	17	16	15	13	12	10	9	8	6	3	2	1	0
77-79	18	17	16	14	13	12	11	10	9	8	6	5	3	2	1	0
74-76	15	14	13	12	11	10	9	8	7	6	5	4	2	1	1	0
71-73	12	12	11	10	9	8	8	7	6	5	4	3	2	1	1	0
68-70	10	9	9	8	7	7	6	6	5	4	4	3	2	1	1	0
65-67	8	8	7	7	6	6	5	4	4	3	3	2	1	1	0	0
62-64	6	6	6	5	5	4	4	4	3	3	2	2	1	1	0	0
59-61	5	5	4	4	4	3	3	3	2	2	2	1	1	1	0	0
56-58	4	4	3	3	3	3	2	2	2	2	1	1	1	1	0	0
53-55	3	2	2	2	2	2	2	1	1	1	1	1	1	0	0	0
50-52	2	2	2	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	0	0	0
<50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Показатель потенциальной горимости леса для климатических исследований

Индексы горимости разработаны для оценки потенциальной опасности возгорания леса на текущий момент. Особенность этих индексов такова, что нельзя вычислять их среднееголетние значения. Плотность распределения значений индекса имеет сильную асимметрию – большие (критические) значения индексов встречаются редко. По значениям индексов определяются классы опасности возгорания леса, но к средним значениям индекса установленные критические значения индекса применять нельзя. Поэтому для климатических исследований целесообразно использовать два показателя:

- число дней за год (или за сезон, или за месяц) с индексом выше критического значения в соответствии с классами горимости или в соответствии с другими обоснованными критическими значениями;
- максимальное значение индекса за год (или за сезон, или за месяц).

Каждый из предложенных показателей можно рассматривать в динамике по годам и сравнивать с показателями меняющегося климата или с другими временными рядами. При этом можно проследить относительное изменение метеорологических условий опасности начала лесного пожара в исследуемом регионе. Метеорологическая обстановка, которой соответствует горимость IV и V классов, включена в список особо опасных явлений. Применяя критерии IV или V классов горимости, можно исследовать многолетние изменения лесных пожаров как особо опасного явления.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект 11-05-00691)

Литература

1. А в и а ц и о н н а я охрана лесов. Официальный сайт ФГУ «Авиалесоохрана» <http://www.aviales.ru/default.aspx?textpage=34>
2. Беляев А.И., Коровин Г.Н., Лупян Е.А. Использование спутниковых данных в системе дистанционного мониторинга лесных пожаров МПР РФ // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных объектов и явлений. Сб. науч. статей. М.: GRANP polygraph, 2005. Т. I. С. 20 – 29.

3. Ваганов Е.А. и др. Леса и болота Сибири в глобальном цикле углерода // Сибирский экологический журнал. 2005. № 4. С. 631–649.
4. Вонский С.М., Жданко В.А. Методические указания по оценке степени засушливости пожароопасных сезонов и расчету вероятности их наступления. Л.: ЛенНИИЛХ, 1967. 21 с.
5. ГОСТ Р 22.1.09–99. Государственный стандарт Российской Федерации. Безопасность в чрезвычайных ситуациях. Мониторинг и прогнозирование лесных пожаров. Общие требования. ОКС 13.020, ОКСТУ 0022. Дата введения 01.01.2000. 13 с.
6. Думнов А.Д., Максимов Ю.И., Рощупкина Ю.В., Аксенова О.А. Лесные пожары в Российской Федерации (статистический справочник) / Под редакцией А.Д. Думнова и Н.Г. Рыбальского. М.: НИА-Природа, 2005. 229 с.
7. Ершов Д.В., Коровин Г.Н., Лупян Е.А., Мазуров А.А., Тащилин С.А. Российская система спутникового мониторинга лесных пожаров // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса: Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных объектов и явлений. Сб. научных статей. М.: Полиграфсервис, 2004. Р. 47–57.
8. Жданко В.А. Научные основы построения местных шкал и значение их при разработке противопожарных мероприятий // Современные вопросы охраны лесов от пожаров и борьбы с ними / Под ред. И.С. Мелехова. М.: Изд-во «Лесная промышленность», 1965. С. 53–86.
9. Жданко В.А., Гриценко М.В. Метод анализа лесопожарных сезонов: Практические рекомендации. Л.: ЛНИИЛХ, 1980. 19 с.
10. Защита населенных пунктов от чрезвычайных ситуаций, связанных с природными пожарами (Практические рекомендации) / Российская академия наук. Сибирское отделение; Институт леса им.В.Н.Сукачева. Красноярск, 2002. 62 с.
11. Зодонина Н.В., Саньков В.А., Леви К.Г. Современная геодинамика и гелиогеодинамика. Природные катастрофы и организация превентивных мероприятий при чрезвычайных ситуациях. Книга IV / Иркутский государственный технический университет. Иркутск, 2004. 85 с.
12. Иванов В.А., Коршунов Н.А., Матвеев П.М. Пожары от молний в лесах Красноярского Приангарья. Красноярск: СибГТУ, 2004. 132 с.
13. Исаев А.С., Коровин Г.Н. Уткин А.И., Пряжников А.А., Замолодчиков Д.Г. Оценка запасов годичного депонирования углерода в фитомассе лесных экосистем России // Лесоведение, № 5, сентябрь–октябрь. Электронное издание. 1993. С. 3–10.
14. Кондратьев К.Я., Григорьев А.А. Лесные пожары как компонент природной экодинамики // Оптика атмосферы и океана. Новосибирск, 2004. Т. 17, вып. 4. С. 279–292. <http://www.nwicpc.ru/articles.htm>
15. Кондратьев К.Я., Крапивин В.Ф., Потапов И.И. Статистика природных катастроф. Проблемы окружающей среды и природных ресурсов: Обзорная информация. М., 2005. № 5. С. 57–76.
16. Конев Э.В. Теплофизика лесных пожаров. Новосибирск: Институт теплофизики СО АН СССР, 1984. С. 99–125.

17. Коровин Г. Н., Исаев А. С. Охрана лесов от пожаров как важнейший элемент национальной безопасности России // Лесной бюллетень, № 8–9. 1998. www.forest.ru
18. Коровин Г. Н., Зукерт Н. В. Влияние климатических изменений на лесные пожары в России. http://www.rusrec.ru/kyoto/articles/art_climate_forest.htm
19. Методические указания по прогнозированию пожарной опасности в лесах по условиям погоды. М.: Гидрометеиздат. 1975. 15 с.
20. Нильссон С., Ваганов Е. А., Швиденко А. З., Столбовой В., Рожков В. А., МакКаллум И., Йонас М. Углеродный бюджет растительных экосистем России // ДАН. 2003. Т. 394, № 4. С. 541–543.
21. Официальный сайт ФГУ «Авиалесоохрана» <http://www.aviales.ru/default.aspx?textpage=34>
22. Потапова Т. Лесные пожары в России. В мире науки. Окружающая среда. № 3. 2003. www.sciam.ru/2003/3/sreda1.shtml
23. Сментин В. Л., Котельников Р. В., Лупян Е. А., Ершов Д. В. Использование специалистами ФГУ «Авиалесоохрана» информационной системы дистанционного мониторинга (ИСДМ Рослесхоз) в целях прогнозирования чрезвычайных ситуаций, связанных с лесными пожарами // Проблемы прогнозирования чрезвычайных ситуаций. V научно-практическая конференция. 15–16 ноября 2005 г. // Сб. материалов. М.: Центр «Антистихия», 2005. С. 115.
24. Софронов М. А. Лесные пожары в горах Южной Сибири. М.: Наука. 1967. 152 с.
25. Харук В. И., Двинская М. Л., Ренсон К. Дж. Пространственно-временная динамика пожаров в лиственных лесах северной тайги Средней Сибири // Экология. 2005. № 5. С. 1–10.
26. Харук В. И., Щербинина И. С., Якубайлик Щ. Э. и др. Гари о. Сахалин: анализ пространственного распределения на основе ГИС-технологий // Лесоведение. 2004. № 5. С. 66–72.
27. Швецов Е. Г., Сухинин А. И. Вероятностная технология обнаружения и оценки интенсивности природных пожаров по данным спутниковой съемки // Вестник ТГУ, № 304. 2007. С. 191–194.
28. Швиденко А. З., Ваганов Е. А., Нильссон С. Биосферная роль лесов России на старте третьего тысячелетия: углеродный бюджет и протокол Киото // Сибирский экологич. журнал. 2003. Т. 10, № 6. С. 649–658.
29. Шерстюков Б. Г., Шерстюков А. Б. Климатические условия потенциальной горимости леса в России в XX и XXI веках // Труды ВНИИГМИ-МЦД. 2007. Вып. 173. С. 137–151.
30. Barnes W. L., Pagano T. S., Salomonson V. V. Prelaunch characteristics of the Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) on EOS-AM1 // IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. 1998. Vol. 36. N 4. P. 1088–1100.
31. Kasischke, E. S., and L. P. Bruhwiler (2002), Emissions of carbon dioxide, carbon monoxide, and methane from boreal forest fires in 1998, J. Geophys. Res., 107, 8146, doi:10.1029/2001JD000461. [printed 108(D1), 2003].

32. Keetch John J, Byram George. A drought index for forest fire control. U.S.D.A. Forest Service Research Paper SE-38 November 1968 Res. Asheville, NC: U.S. Department of Agriculture, Forest Service, Southeastern Forest Experiment Station. 32 pp.
33. Kidwell K. B. NOAA polar data user's guide: NOAA NESDIS, NCDC. 1988. 148 p.
34. Panyushkina I.P., Huges M.K., Vaganov E.A. et al. Summer temperature in northeastern Siberia since 1642 reconstructed from tracheid dimensions and cell numbers of *Larix cajanderi* // Can. J. Forest Research. 2003. Vol. 33. P. 1905–1914.
35. Safronov M.A., Volokitina A.V., Kajimoto T. Ecology of wildland fires and permafrost: their interdependence in the Northern part of Siberia // Proceeding of the Eighth Symposium on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1999. Sapporo: Hokkaido University Forests, 1999. P. 211–218.
36. Sukhinin A.I., French N.H.F., Kasischke E.S. et al. AVHRR-based mapping of fires in Russia: New products for fire management and carbon cycle studies // Remote Sensing of Environment. 2004. № 93. P. 546–564.

СОДЕРЖАНИЕ

1. <i>Шерстюков Б.Г.</i> Сезонные особенности изменений климата за 1976–2011 годы	3
2. <i>Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Разуваев В.Н.</i> Температурный режим на территории России летом 2010 года	13
3. <i>Шерстюков Б.Г., Шерстюков А.Б.</i> Колебания климата Калужской области и их статистическая экстраполяция	23
4. <i>Шерстюков Б.Г., Салугашвили Р.С.</i> Районы однотипных колебаний климата на территории России	40
5. <i>Салугашвили Р.С.</i> Климатические районы на территории Евразии в зоне влияния северной Атлантики	53
6. <i>Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Коршунов А.А.</i> Критерии экстремальности скорости ветра на территории России	73
7. <i>Алдухов О.А., Черных И.В.</i> Корреляции параметров температурно-влажностного расслоения атмосферы с количеством осадков	82
8. <i>Черных И.В., Оржиховская В.А.</i> Изменение температуры в тропосфере и нижней стратосфере, определенное по данным радиозондирования на Российских полярных станциях за 1978–2009 годы	98
9. <i>Апасова Е.Г., Сомова С.М., Кулиш В.К.</i> Характеристики циклонической деятельности по данным о траекториях циклонов за 1960–1991 годы	116
10. <i>Селютин В.С.</i> Метеорологические наблюдения в Брянской области	136
11. <i>Селютин В.С.</i> Изменение климата г. Брянска в эпоху глобального потепления	142
12. <i>Селютин В.С.</i> Региональные особенности многолетних изменений температуры воздуха Брянской области	153
13. <i>Салугашвили Р.С.</i> Дальние связи в колебаниях климата Европейской территории России	166

14. <i>Салугашвили Р.С.</i> Дальние связи в колебаниях климата Зарубежной Европы	177
15. <i>Салугашвили Р.С.</i> Дальние связи в региональных колебаниях климата Западной Сибири	186
16. <i>Клещенко Л.К.</i> О связи среднесезонной температуры воздуха на территории России с колебаниями крупномасштабной циркуляции атмосферы во второй половине XX века	194
17. <i>Шерстюков Б.Г.</i> Возмущения орбитального движения Земли и сезонные аномалии климата	214
18. <i>Шерстюков А.Б.</i> Статистический контроль массива суточных данных температуры почвогрунтов	224
19. <i>Шерстюков А.Б.</i> Массив суточных данных о температуре почвогрунтов на глубинах до 320 см по метеорологическим станциям Российской Федерации	233
20. <i>Алдухов О.А.</i> О методах расчета и контроля данных по пограничному слою атмосферы	257
21. <i>Апасова Е.Г., Сомова С.М., Кулиш В.К.</i> Методика контроля и исправления данных по траекториям циклонов Северного полушария	287
22. <i>Булыгина О.Н., Веселов В.М., Коршунова Н.Н., Разуваев В.Н.</i> Научно-прикладной электронный справочник «Климат России»	302
23. <i>Семёнов В.А.</i> Риски повторяемости и метеорологическая обусловленность опасных наводнений на реках России	313
24. <i>Шерстюков Б.Г.</i> Лесные пожары как метеообусловленное явление	326

Сборник научных трудов

Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД»

Выпуск 176

АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА И ИХ ПОСЛЕДСТВИЙ

Подписано к печати 02.07.2012 г. Формат 60×84/16.

Печать офсетная. Печ. л. 21,6. Тираж 300 экз. Заказ № 17.

Отпечатано в ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», г. Обнинск, ул. Королева, 6.

УДК 551.583

Сезонные особенности изменений климата за 1976–2011 годы.
Шерстюков Б.Г. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 3–12.

Выполнен анализ линейных трендов среднесезонной и среднегодовой температуры воздуха по наблюдениям на 6036 станциях Северного и Южного полушарий. Описаны региональные и сезонные особенности трендов.

Тренды среднегодовой температуры на всех континентах положительные (повышение температуры). В трендах сезонных температур преобладают положительные значения, но в некоторых небольших регионах наблюдалось понижение температуры. В Северном полушарии выделено три крупных региона с преобладанием наибольших положительных трендов: северная часть Северной Америки, Европа и прилегающая часть Африки, восточная часть Азии в умеренных и высоких широтах.

Высказаны предположения о различной природе изменений климата в отмеченных регионах.

Ил. 5. Библиогр. 5.

УДК [551.583:551.524](47)

Температурный режим на территории России летом 2010 года.
Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Разуваев В.Н. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 13–22.

В статье на основании оперативного потока данных, поступающего по каналам связи, и исторических данных, хранящихся в фонде данных ВНИИГМИ-МЦД, проведен подробный анализ температурного режима летних месяцев 2010 года на территории России. Аномально жаркое лето 2010 года рассматривается в ряду самых крупных погодных аномалий за 2010 год в мире и за всю историю метеорологических наблюдений в России. Показано, как влияет сильная жара и ее последствия на здоровье людей, в частности рассмотрен эффект «Hot nights». По данным метеорологических наблюдений (130 лет), по данным летописей и дендрологических наблюдений, лето 2010 г. было одним из самых жарких за последние 1000 лет. На территории России летом 2010 года повторились все погодные аномалии 1092 года на территории Киевской Руси, описанные в «Летописях».

Ил. 6. Библиогр. 1.

УДК 551.583(470.318)

Колебания климата Калужской области и их статистическая экстраполяция. Шерстюков Б.Г., Шерстюков А.Б. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 23–39.

По данным наблюдений выполнен анализ многолетних колебаний температуры воздуха в Калужской области. Выявлены многолетние колебания температуры на всех станциях области, которые хорошо описываются набором подобранных ритмов. Суперпозиция ритмов создает сложную суммарную картину. Предложен метод выделения скрытых ритмов на основе представлений о периодической нестационарности. Построена статистическая модель климата Калужской области. Вычислены прогностические оценки температуры воздуха на два десятилетия. Ожидается, что за 2011–2030 гг. среднегодовая температура воздуха в Калужской области повысится на 0,3–0,4 °С.

Табл. 2. Ил. 3. Библиогр. 8.

УДК 551.583:551.524(47+57)

Районы однотипных колебаний климата на территории России. Шерстюков Б.Г., Салугашвили Р.С. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 40–52.

Описана новая версия метода анализа и объективной классификации временных рядов для целей районирования территории по колебаниям климата. По данным среднегодовых температур воздуха за 1966–2009 гг. по 1600 станциям России проведена классификация колебаний климата (отклонений от линейного тренда), определены районы, внутри которых происходили однотипные колебания, и построена карта границ 14 климатических районов на территории РФ. Мерой близости в классификации служили перекрестные коэффициенты корреляции между постациональными рядами. Корректность районирования подтверждена количественными оценками – среднеквадратические различия временного хода температуры на станциях внутри района оказались меньше среднеквадратических различий между районами.

Показано, что попытки укрупнения районов приводят к разрушению классификации. Пространственное разнообразие колебаний регионального климата не укладывается в меньшее количество климатических районов.

Табл. 3. Ил. 1. Библиогр. 4.

УДК 551.583(4/5)(261.1)

Климатические районы на территории Евразии в зоне влияния Северной Атлантики. Салугашвили Р.С. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 53–72.

Выполнен анализ колебаний климата на территории первого естественного синоптического района за 1966–2009 гг. Методом объективной классификации временных рядов (после исключения тренда) среднегодовой температуры воздуха на метеорологических станциях выделено 15 типов колебаний климата, определены границы районов однотипных колебаний.

Табл. 3. Ил. 9. Библиогр. 10.

УДК 551.583:551.55(47–57)

Критерии экстремальности скорости ветра на территории России. Булыгина О.Н., Коршунова Н.Н., Коршунов А.А. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 73–81.

Статья посвящена проблеме исследования условий погоды, вызывающих неблагоприятные и опасные явления, которые наносят социальный и экономический ущерб. Сильный ветер является одним из самых опасных метеорологических явлений для различных отраслей экономики и инфраструктуры. Проведено детальное изучение пространственного распределения экстремальных значений скорости ветра, а именно значений границ 90, 95 и 99% интервала в распределении максимальной скорости ветра, для теоретического обоснования выбора критериев экстремальности для различных регионов России. Показано, что распределение экстремальных значений максимальной скорости ветра имеет существенные региональные и сезонные особенности, которые необходимо учитывать при утверждении критериев опасных метеорологических явлений, связанных с ветром.

Ил. 7. Библиогр. 5.

УДК 551.576:551.577

Корреляции параметров температурно-влажностного расслоения атмосферы с количеством осадков. Алдухов О.А., Черных И.В. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 82–97.

Данная работа является частью комплексного исследования свойств облачных слоев (ОС), восстановленных по данным радиозондирования и их климатических изменений. В ней приведены количественные оценки корреляционных связей среднемесячных значений количества осадков (КО) с характеристиками ОС и параметрами атмосферы на стандартных изобарических поверхностях с целью получения новых знаний, полезных при анализе их климатических изменений. Расчеты проведены на основе данных стандартных аэрологических наблюдений массива КАРДС и среднемесячных значений количества осадков массива GNIP за период 1964–2001 гг. для десяти станций, расположенных в различных климатических зонах земного шара.

Табл. 5. Ил. 1. Библиогр. 25.

УДК 551.587:551.52.524(985+99)

Изменение температуры в тропосфере и нижней стратосфере, определенное по данным радиозондирования на российских полярных станциях за 1978–2009 годы. Черных И.В., Оржеховская В.А. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 98–115.

В работе показаны изменения температуры на стандартных изобарических поверхностях 850, 500 и 100 гПа над полярными регионами. Данные на этих поверхностях отражают температурное состояние в нижней и средней тропосфере и нижней стратосфере. Информационной базой служил проконтролированный массив радиозондовых наблюдений АЭРОСТАБ за период 1978–2009 гг. Исследования проведены на примере действующих российских полярных станций с наиболее полными рядами наблюдений, расположенными в Антарктике и различных климатических районах Арктики РФ: Североевропейском, Западно-Сибирском и Восточно-Сибирском.

Табл. 2. Ил. 6. Библиогр. 14.

УДК 551.501:551.515

Характеристики циклонической деятельности по данным о траекториях циклонов за 1960–1991 годы. Апасова Е.Г., Сомова С.М., Кулиш В.К. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 116–135.

Рассмотрены характеристики траекторий циклонов, такие как многолетний ход суммы циклонов за год, длительность существования циклонов, широтный профиль для точек образования циклонов, распределение точек образования по морю, суше и географическим объектам Северного полушария, расстояние, пройденное циклонами от первой точки до последней, максимальная скорость, достигнутая циклоном на отдельном отрезке траектории, сезонное распределение циклонов, а также уровень, которого достигают экстремумы давления в центре циклонов.

Табл. 9. Ил. 5. Библиогр. 2.

УДК 551.582.1(470.333)

Метеорологические наблюдения в Брянской области. Селютин В.С. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 136–141.

Рассказывается об истории развития метеорологической сети на территории Брянской области.

Ключевые слова: метеорологические наблюдения, метеостанция, метеослужба, метеорологическая сеть, Брянская область.

Библиогр. 6.

УДК 551.583.1(470.333)

Изменение климата г. Брянска в эпоху глобального потепления.

Селютин В.С. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 142–152.

Анализируются тенденции изменения температуры воздуха, атмосферных осадков, снежного покрова и атмосферной циркуляции в г. Брянске.

Табл. 3. Ил. 6. Библиогр. 12.

УДК 551.583.1(470.333)

Региональные особенности многолетних изменений температуры воздуха Брянской области. Селютин В.С. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 153–165.

Выполнены анализ многолетних изменений температуры воздуха с 1891 по 2010 год по двум станциям и анализ пространственных особенностей изменений климата за последние 60 лет. Выделен период интенсивного потепления и получены сравнительные характеристики изменений климата в разные эпохи. Выполнено исследование экстремальных климатических характеристик температуры. Описаны широтные и сезонные особенности региональных изменений климата.

Табл. 16. Ил. 2. Библиогр. 3.

УДК 551.583:551.524(47)(261+265+267)

Дальние связи в колебаниях климата Европейской территории России. Салугашвили Р.С. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 166–176.

В работе показаны результаты исследования пространственных корреляций температуры воздуха на Европейской территории России и температуры поверхности океана в разных частях Атлантического, Тихого и Индийского океанов. Анализ корреляций показал наличие синхронных колебаний, эти колебания в зависимости от района могут быть в фазе или в противофазе, что выражается в наличии дальних положительных и отрицательных связей. Выдвинуто предположение, что полученные дальние статистические связи являются следствием некоторых глобальных естественных колебательных процессов климатической системы, происходящих синхронно на всей Земле и управляемых общим механизмом.

Ил. 4. Библиогр. 13.

УДК 551.583:551.524(4)(26)

Дальние связи в колебаниях климата Зарубежной Европы. Салугашвили Р.С. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 177–185.

Проанализированы дальние корреляционные связи в колебаниях температуры воздуха на территории Зарубежной Европы с температурой поверхности Мирового океана.

Ил. 3. Библиогр. 6.

УДК 551.583(571.1)(261+265+267)

Дальние связи в колебаниях климата Западной Сибири.
Салугашвили Р.С. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 186–193.

Проведен анализ корреляций температуры воздуха на территории Западной Сибири и температуры поверхности океана в разных частях Атлантического, Тихого и Индийского океанов. Анализ корреляций показал наличие синхронных связей в колебаниях.

Ил. 3. Библиогр. 6.

УДК 551.524:551.515.7(47+57)

О связи среднесезонной температуры воздуха на территории России с колебаниями крупномасштабной циркуляции атмосферы во второй половине XX века. Клещенко Л.К. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 194–213.

По данным реанализа *NCEP/NCAR* рассчитаны среднесезонные значения температуры воздуха для четырех крупных регионов России и для них получены оценки корреляции с индексами крупномасштабной атмосферной циркуляции – коэффициентами разложения по естественным ортогональным функциям поля геопотенциала H_{700} для внетропической зоны Северного полушария. Для каждого региона выявлены основные колебательные системы (циркуляционные механизмы), влияющие на формирование его температурного режима. Получены оценки линейного тренда среднесезонных значений региональной температуры и индексов циркуляции. Рассмотрены сезонные особенности их многолетних изменений в период 1950–2006 годов.

Табл. 5. Ил. 5. Библиогр. 12.

УДК 551.583:52–323.8

Возмущения орбитального движения Земли и сезонные аномалии климата. Ш е р с т ю к о в Б. Г. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 214–223.

На основе астрономических данных об орбитальном движении Земли вычислены значения северо-южных отклонений от эклиптики по месяцам года за период более 100 лет. Возникающие при этом ускорения северо-южной составляющей движения Земли в течение каждого года сравнивались с аномалиями годового хода температуры поверхности Мирового океана и с аномалиями температуры воздуха Северного полушария. Обнаружены квазисинхронные изменения в анализируемых характеристиках. Возможность предвычисления астрономической составляющей аномалий дает основы для разработки прогностических методов оценки ожидаемых сезонных аномалий температуры.

Ил. 1. Библиогр. 4.

УДК 631.425.6 : 551.506.2

Статистический контроль массива суточных данных температуры почвогрунтов. Ш е р с т ю к о в А. Б. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 224–232.

Предложена совокупность из четырех статистических методов, предназначенная для контроля массива суточных данных температуры почвогрунтов. Описаны суть и алгоритм работы каждого из четырех методов, которые использованы автором при создании проконтролированного массива суточных данных о температуре почвогрунтов.

Ил. 1. Библиогр. 5.

УДК 631.425.6:551.506.2

Массив суточных данных о температуре почвогрунтов на глубинах до 320 см по метеорологическим станциям Российской Федерации. Шерстюков А. Б. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 233–256.

В массиве содержатся суточные значения температуры почвогрунтов под естественным покровом на глубинах 2, 5, 10, 15, 20, 40, 60, 80, 120, 160, 240, 320 см, полученные на метеорологических станциях Российской Федерации за последние четыре десятилетия.

При создании массива проводился контроль качества исходных данных, методы контроля описаны в настоящем сборнике.

Табл. 1. Ил. 2. Библиогр. 4.

УДК [551.501:551:510.522]621.311.22

О методах расчета и контроля данных по пограничному слою атмосферы. Алдухов О. А. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 257–286.

Точность расчетов параметров пограничного слоя атмосферы зависит от качества данных и выбора метода интерполяции. В работе приводятся результаты сравнения использования различных методов интерполяции для работы с данными в пограничном слое атмосферы. Показано, что наилучшие результаты получены с использованием метода сплайновой интерполяции на базе кубического сплайна Акимы.

Предложенная методика расчета параметров пограничного слоя по данным радиозондирования и их контроля может быть полезна для решения различных задач, в том числе для оценки условий атмосферной дисперсии при геоэкономическом обосновании строительства атомных и тепловых электростанций, а также при климатических исследованиях.

Табл. 12. Ил. 8. Библиогр. 15.

УДК 551.501

Методика контроля и исправления данных по траекториям циклонов Северного полушария. Апасова Е.Г., Сомова С.М., Кулиш В.К. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», 2012. Вып. 176. С. 287–301.

Выполнен анализ информации по траекториям циклонов Северного полушария за 1960–1991 гг. Найдены и исправлены грубые ошибки и нарушения. Выполнена интерполяция пропущенных значений широты и долготы примерно в 10 тысячах случаев. Выявлена неоднородность в освещении путей тропических циклонов. Нарушения анализируются раздельно по суше и морю Северного полушария, а также по укрупненным географическим объектам, таким как океаны и материки.

Табл. 9. Библиогр. 4.

УДК 551.583(47+57)

Научно-прикладной электронный справочник «Климат России». Булыгина О.Н., Веселов В.М., Коршунова Н.Н, Разуваев В.Н. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 302–312.

Научно-прикладной справочник «Климат России» – справочник нового поколения. Он подготовлен в электронной форме по данным по 2010 год включительно.

Необходимость подготовки электронной версии Научно-прикладного справочника «Климат России» связана с возросшими требованиями к климатической информации в различных отраслях экономики. Современные возможности вычислительной техники и новые методические разработки климатологической науки позволили создать справочник нового поколения. В статье приводится структура электронного справочника, подробно описываются климатическая база и программные средства. Климатическая база данных содержит каталог метеорологических станций и более 100 таблиц, сгруппированных в 14 разделов – частей электронного справочника «Климат России». Впервые в справочник включены статистические характеристики метеорологической дальности видимости. Этот метеорологический параметр до сих пор не рассматривался ни в одном справочном издании. При подготовке справочника предусмотрена возможность оперативного пополнения и обновления информационной части.

Ил. 4.

УДК 504.4:[556.166+556.167]:004.65(47+57)

Риски повторяемости и метеорологическая обусловленность опасных наводнений на реках России. Семёнов В.А. Труды ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 313–325.

Приведены результаты анализа изменений повторяемости опасных гидрологических явлений с учтенным ущербом на территории России за 1991–2010 годы.

Совместным анализом метеорологических условий, повторяемости опасных метеорологических явлений и опасных гидрологических явлений установлено, что для районов повышенной вероятности опасных наводнений в весеннее половодье характерна не только повышенная снежность зим, но и рост повторяемости опасных снегопадов, увеличение осадков в период снеготаяния, повышение его интенсивности из-за роста весенних температур воздуха, а рост повторяемости заторных наводнений на больших реках Сибири обусловлен увеличением разницы между сроками наступления весной положительных температур воздуха в южных и северных широтах.

Увеличение повторяемости опасных паводков характерно для районов повышенной вероятности выпадения обильных осадков с учтенным ущербом. Для приморских районов муссонного климата и рек Северного Кавказа характерно также увеличение повторяемости опасных паводков в весенний период, что свидетельствует об увеличении роли снежного покрова в их формировании.

Табл. 1. Ил. 5. Библиогр. 11.

УДК 551.5:630.432

Лесные пожары как метеобусловленное явление. Шерстюков Б.Г. Труды ФБГУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2012. Вып. 176. С. 326–357.

Приведен краткий обзор факторов и предпосылок повышения потенциальной опасности возникновения и распространения лесных пожаров, приведены расчетные формулы получения прогностических оценок. Описаны глобальная роль лесных пожаров, система наблюдений и контроля за пожарной опасностью в лесу по условиям погоды, за состоянием лесных горючих материалов, за источниками огня и лесными пожарами с целью своевременной разработки и проведения мероприятий по предупреждению лесных пожаров и снижению ущерба от них. Приводятся методики оценки по метеорологическим данным потенциальной опасности лесных пожаров на текущий день и вычисления комплексного показателя пожарной опасности в лесу по условиям погоды. Рассматриваются методы, используемые в России и за рубежом. Предложен показатель потенциальной горимости леса, предназначенный для климатических исследований.

Табл. 12. Ил. 2. Библиогр. 36.