

Федеральная служба
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

ТРУДЫ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. Воейкова

Выпуск

589

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

Санкт-Петербург
2018

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

Редакционная коллегия

Д-р физ.-мат. наук В. М. Катцов, д-р физ.-мат. наук Е. Л. Генихович,
чл. корр. РАН, д-р физ.-мат. наук С. К. Гулев, д-р физ.-мат. наук, профессор И. Л. Кароль,
канд. физ.-мат. наук А. А. Киселев, д-р геогр. наук, профессор Н. В. Кобышева,
д-р физ.-мат. наук В. П. Мелешко, д-р геогр. наук А. В. Мещерская,
канд. физ.-мат. наук Т. В. Павлова, канд. физ.-мат. наук Е. В. Розанов,
д-р техн. наук А. А. Синькевич, канд. физ.-мат. наук А. П. Соколов,
канд. физ.-мат. наук П. В. Спорышев, канд. физ.-мат. наук Е. Е. Федорович,
канд. геогр. наук Е. Л. Махоткина (секретарь редколлегии)

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

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

Рекомендуется аспирантам и студентам старших курсов соответствующих специальностей.

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

Proceedings of Voeikov Main Geophysical Observatory

Editorial board

Dr. V. M. Kattsov, Dr. E. L. Genihovich, Dr. S. K. Gulev, Dr. I. L. Karol,
Dr. A. A. Kiselev, Dr. N. V. Kobysheva, Dr. V. P. Meleshko, Dr. A. V. Mescherskaya,
Dr. T. V. Pavlova, Dr. E. V. Rozanov, Dr. A. A. Sinkevich, Dr. A. P. Sokolov, Dr. P. V. Sporyshev,
Dr. E. E. Fedorovich, Dr. E. L. Makhotkina (Editorial board secretary)

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

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

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

© Федеральное государственное бюджетное
учреждение «Главная геофизическая обсерватория
им. А. И. Воейкова»,
2018

СОДЕРЖАНИЕ

<i>И. М. Школьник, Г. Б. Пигольцина, С. В. Ефимов.</i> Воздействия глобального потепления на сельское хозяйство аридных зон Средней Азии в середине XXI века по оценкам ансамбля региональной климатической модели.....	5
<i>В. А. Коршунов.</i> Фоновый стратосферный аэрозоль и его радиационные характеристики по данным лидарных наблюдений в 2014—2017 гг.	50
<i>Л. К. Белова, А. С. Дрофа.</i> Исследование эффективности воздействия гигроскопическими и льдообразующими реагентами на конвективное облако.	74
<i>В. Н. Морозов, Л. Г. Соколенко, Б. Г. Зайнетдинов.</i> Глобальная электрическая цепь в атмосфере: теоретические модели и экспериментальные данные.	98
<i>А. В. Капустин, В. А. Колбин, А. Д. Кузнецов, О. С. Сероухова, Т. Е. Симакина.</i> Оценка продолжительности осадков по радиолокационным характеристикам конвективной облачности.	114
<i>Л. В. Луцко, А. Е. Ерохина, А. П. Бычкова, Е. Л. Махоткина, А. Н. Махоткин, О. Б. Бекенева.</i> Актинометрическая сеть Росгидромета: текущее состояние.	125
<i>Л. Г. Соколенко, Б. Г. Зайнетдинов.</i> Результаты модернизации и расширения сети наблюдений за атмосферным электричеством.	153
<i>Ю. А. Довгальук, А. А. Синькевич, Н. Е. Веремей, А. Б. Куров, Н. Н. Волков, Н. И. Баранова.</i> К 60-летию лаборатории физики облаков ГГО. Итоги работы за 2008—2018 гг.	167

CONTENTS

<i>Shkolnik I. M., Pigoltsina G. B., Efimov. S. V.</i> Impact of global warming on the agriculture of arid zones of Middle Asia in the mid xxi century based on the ensemble of regional climate model projections.	5
<i>Korshunov V. A.</i> Background Stratospheric Aerosol and It's Radiative Characteristics According to Data of Lidar Observations in 2014—2017.	50
<i>Belova L. K., Drofa A. S.</i> Studying the efficiency of modifying a convective cloud with hygroscopic and ice-forming agents.	74
<i>Morozov V. N., Sokolenko L. G., Zainetdinov B. G.</i> Global electric circuit in the atmosphere: theoretical models and experimental data.	98
<i>Kapustin A. V., Kolbin V. A., Kuznetsov A. D., Seroukhova O. S., Simakina T. E.</i> Estimation of duration and intensivity of shelves on radar location characteristics of the cloudy.	114
<i>Lutsko L. V., Erokhina A. E., Bychkova A. P. Makhotkina E. L., Makhotkin A. N., Bekenewa O. B.</i> Actinometric network of Roshydromet: current status.	125
<i>Sokolenko L. G., Zainetdinov B. G.</i> Results of upgrading and expansion of atmospheric electricity monitoring network. ...	153
<i>Yu. A. Dovgalyuk, A. A. Sinkevich, N. E Veremey., A. B. Kurov, N. N. Volkov, N. I. Baranova.</i> Towards 60-MGO Cloud Physics Laboratory Jubilee: the results for the period 2008—2018.	167

ВОЗДЕЙСТВИЯ ГЛОБАЛЬНОГО ПОТЕПЛЕНИЯ НА СЕЛЬСКОЕ ХОЗЯЙСТВО АРИДНЫХ ЗОН СРЕДНЕЙ АЗИИ В СЕРЕДИНЕ ХХІ ВЕКА ПО ОЦЕНКАМ АНСАМБЛЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

И. М. Школьник, Г. Б. Пигольцина, С. В. Ефимов

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

Поступила в редакцию 6.09.2018

Введение

Наблюдаемые и ожидаемые изменения климата наиболее существенное влияние оказывают на климатозависимые отрасли экономики и, в первую очередь, на сельское хозяйство. Изменение климатических условий даже в незначительных параметрах может привести как к положительному эффекту, так и к негативным агроклиматическим последствиям. Особенно неблагоприятные последствия для сельского хозяйства может оказать повышение температуры в регионах с аридным жарким климатом. В данном исследовании прогнозные оценки агроклиматических последствий усиливающегося глобального потепления климата выполнены для территории Средней Азии, характеризующейся высоким теплоэнергетическим потенциалом и острым дефицитом влаги. Средняя Азия расположена в самом центре Евразии и включает в себя республики: Кыргызстан, Узбекистан, Туркменистан, Таджикистан и южную половину республики Казахстан. Согласно фоновым прогнозным оценкам, выполненным с помощью глобальных модельных систем МГЭИК (IPCC, 2013), теплоэнергетический потенциал региона и дефицит влаги в нем со временем будут лишь возрастать. В этих условиях проблема количественной оценки

влияния возможных изменений климата на сельское хозяйство среднеазиатских республик становится более актуальной, чем когда-либо.

Региональные различия процесса глобального потепления не позволяют дать детальную пространственную оценку влияния ожидаемых изменений климата на сельское хозяйство с использованием глобальных моделей МГЭИК из-за большой пространственной сглаженности модельного климата. Проблема сглаженности обусловлена недостаточным разрешением глобальных моделей и, как следствие, ограниченным учетом влияния региональных особенностей на расчет мезомасштабной атмосферной циркуляции и характеристик приземного климата. Для реалистичного описания климатического режима конкретного региона и его изменений служат специально разрабатываемые региональные климатические модели, основанные на тех же физических законах и методах вычислительной математики, что и глобальные модели, но имеющие более высокое пространственное разрешение (Laprise, 2008; Rummukainen, 2010; Christensen et al., 2010).

В представленной работе для оценки последствий изменения климата на сельскохозяйственное производство среднеазиатских республик использованы прогнозные оценки изменения климата Средней Азии для середины XXI столетия, полученные по ансамблю региональной климатической модели ГГО, которая обеспечивает высокое пространственное разрешение на территории региона и использует современные сценарии радиационного воздействия МГЭИК (van Vuuren et al., 2011).

Главными отраслями сельского хозяйства среднеазиатских республик являются зерноводство и хлопководство. В среднем по территории под производство зерновых культур используется 56 % общего объема посевных площадей, под производство хлопка — 21 %. В то же время в Туркменистане, Узбекистане и Таджикистане на хлопчатник приходится от 30 до 40 % посевных площадей. Основное место среди зерновых занимают пшеница и ячмень. В связи с этим в настоящем исследовании выполнена оценка последствий глобального потепления на агроклиматические условия произрастания

ведущих сельскохозяйственных культур Средней Азии — хлопчатника, яровой пшеницы и ярового ячменя.

1. Система глобальной и региональной моделей климата ГГО и постановка экспериментов

В основе исследования лежат ансамблевые расчеты будущих изменений климата с помощью системы моделей глобального и регионального климата. Ключевой элемент в системе — региональная климатическая модель (РКМ), разрешение которой позволяет получить высоколокализованные данные о климате и его изменениях для использования в качестве входной информации во многих импактных исследованиях для Средней Азии, в частности для оценки агроклиматических условий формирования урожая конкретных сельскохозяйственных культур.

Глобальная и встроенная в нее конечно-разностная региональная модели «атмосфера—криосфера—деятельный слой почвы» имеют пространственные разрешения 200 и 25 км соответственно (Meleshko et al., 2014; Shkolnik, Efimov, 2015; Shkolnik et al., 2000, 2012, 2017; Shneerov et al., 2001). Обе модели имеют одинаковые разрешения вертикальной сетки (25 σ -слоев разной толщины) и параметризации физических процессов в атмосфере и деятельном слое почвы. Эти процессы включают перенос солнечной и длинноволновой радиации в облачной атмосфере, крупномасштабную конденсацию и конвекцию, турбулентный обмен теплом, влагой и моментом количества движения, перенос тепла и влаги в деятельном слое почвы, процессы таяния (накопления) снега и др.

В ходе расчетов региональная модель использует на боковых границах модельной области данные по температуре воздуха, ветру, влагосодержанию атмосферы и давлению на подстилающей поверхности, полученные в результате расчетов по глобальной модели за каждый шестичасовой интервал. Область расчета региональной модели включает по горизонтали 181×97 узлов сетки для территории Средней Азии на проекции Ламберта.

С каждой моделью было проведено 30 экспериментов по моделированию будущих изменений климата по сценарию RCP8.5 МГЭИК. Расчеты проводились от разных начальных условий в атмосфере и на подстилающей поверхности суши для двух десятилетних периодов 1990—1999 и 2050—2059 гг. Таким образом, для каждого из этих временных интервалов модельные расчеты включают в совокупности по 300 расчетных лет. Высокое пространственное разрешение РКМ в сочетании с достаточно большим размером ансамбля дает возможность исследовать изменения специализированных агрометеорологических показателей и потенциально опасных для агросектора климатических явлений большой интенсивности и высокой степени локализации.

Для задания граничных условий на поверхности океана использованы результаты расчетов температуры поверхности океанов (ТПО) и концентрации морского льда (МЛ) за указанные десятилетние интервалы по тем глобальным моделям CMIP5 (австралийская ACCESS1-0, североамериканская CESM1-CAM5 и германская MPI-ESM-MR), которые реалистично воспроизводят морской лед в Арктике и температуру поверхности океана за период 1979—2012 гг. (Baidin, Meleshko, 2014). Поля ТПО/МЛ в ходе расчетов по региональной и глобальной моделям интерполировались внутри каждого десятилетнего интервала на каждые сутки счета с соответствующим для каждой модели разрешением. На каждый из трех вариантов эволюции выбранных ТПО/МЛ приходится по 10 указанных выше модельных расчетов от разных начальных условий для базового и будущего десятилетий (всего $2 \times 3 \times 10 = 60$ расчетов).

В глобальной и региональной моделях используется единый архив характеристик подстилающей поверхности суши (альbedo, влаго- и теплоемкость почв, свойств растительности и др.), использованный в каждой модели с соответствующим разрешением.

Перед проведением анализа результаты ансамблевых расчетов по РКМ переводились в пункты метеорологических наблюдений, равномерно расположенных на территории региона. Для оценки неопределенности («степени неточности») прогноза по РКМ для

Средней Азии используется стандартное отклонение прогнозируемых изменений агрометеорологических характеристик в ансамбле расчетов.

2. Краткая характеристика современного климата региона Средней Азии

Средняя Азия относится к зоне внутриматериковых пустынь Евразии и включает в себя субтропические широты и южную окраину умеренных широт. Рельеф западной части Средней Азии в основном равнинный, восточной части — горный. Однако общей чертой всех климатических и ландшафтных зон Средней Азии являются резко выраженная континентальность, высокие летние температуры и сухость климата.

Для характеристики современных климатических условий территории Средней Азии использовались данные наблюдений 155 метеорологических станций за период 1979—2009 гг. Высокогорные станции, расположенные выше 1500 м над уровнем моря, не рассматривались. На рис. 1 представлена карта станций, на которой цифрами (1—6) обозначены станции, расположенные в сельскохозяйственных районах и выбранные (см. табл. 1) для оценки изменчивости климатических и агроклиматических показателей.

Таблица 1

Список станций, выделенных на рис. 1

№ на рис. 1	страна	станция	широта (°с. ш.)	долгота (°в. д.)	высота над у. м., м
1	Казахстан (север)	Кокчетав	53° 17′	69° 21′	229
2	Казахстан (юг)	Чимкент	42° 18′	69° 36′	552
3	Узбекистан	Карши	38° 48′	65° 43′	376
4	Кыргызстан	Ош	40° 38′	72° 48′	875
5	Таджикистан	Душанбе	38° 33′	68° 47′	803
6	Туркменистан	Ясхан	39° 41′	55° 34′	—9

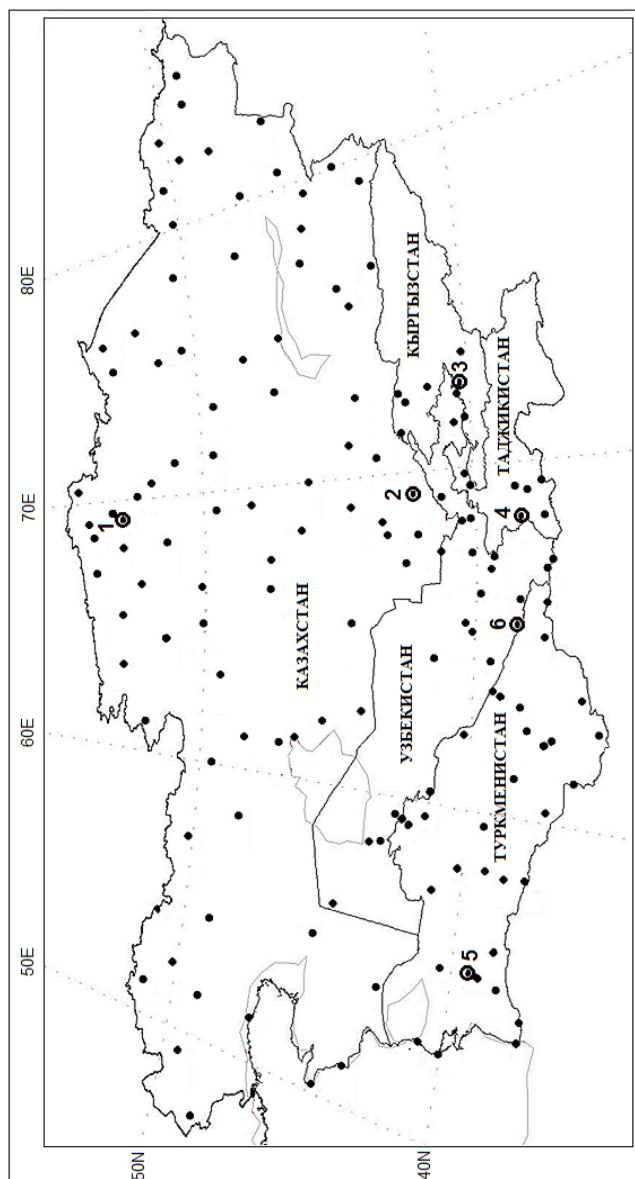


Рис. 1. Карта метеорологических станций.

Номерами выделены станции, расположенные в ключевых сельскохозяйственных районах.

Регион Средней Азии имеет очень высокий теплоэнергетический потенциал. Однако обширные размеры территории обуславливают значительное изменение термического режима по широте. Средняя годовая температура воздуха на всей территории имеет положительные значения и изменяется от 4 °С на севере до 18 °С на юге. Широтный ход изотерм нарушается топографическими особенностями местности.

Почти вся территория Средней Азии относится к зоне сухого климата. Годовое количество осадков на равнинах не превышает 200 мм. Особенно засушливыми являются пустыни, расположенные к югу от Аральского моря, где за год выпадает менее 100 мм осадков. Также значительной сухостью отличаются Ферганская долина и побережье озера Балхаш. Заметное увеличение осадков отмечается в северных, более приподнятых районах рассматриваемой территории. Так, в районе Казахского мелкосопочника за год выпадает от 250 до 300 мм осадков. Значительное количество осадков (до 400—500 мм) наблюдается в предгорьях. На общем фоне характерной для этой территории большой засушливости хорошим увлажнением выделяются горные районы. На наветренных склонах гор выпадает большое количество осадков, годовая сумма которых местами превышает 1500—2000 мм.

Годовой ход осадков различен в разных районах Средней Азии. К северу от Аральского моря и озера Балхаш (широта 46—47°) имеет место нормальный для континентального климата годовой ход с максимумом осадков в летний период. В южной половине территории наиболее интенсивным увлажнением характеризуется зимне-весенний период, когда выпадает около 70—90 % годового количества осадков, при этом максимум их приходится на весну (март—апрель). Особенно острым дефицитом осадков отличается период с июня по октябрь.

3. Прогнозные оценки изменений климата Средней Азии на середину XXI века

Как отмечено в разделе 2, эксперименты по расчету будущих изменений климата выполнены для двух десятилетних периодов: 1990—1999 (базовый период) и 2050—2059 гг. (прогнозный период). Внутриансамблевый разброс прогнозных оценок, обусловленный естественной климатической изменчивостью, оценивался с помощью стандартного отклонения рассчитанных изменений климата в ансамбле (δ).

К середине столетия наибольшие изменения средних годовых температур ожидаются в районе Аральского моря, Казахского мелкосопочника и в предгорных районах на юго-востоке (рис. 2). В этих районах температуры возрастут более чем на 3 °С. Стандартное отклонение изменений средней годовой температуры воздуха на большей части территории составляет 0,7—0,8 °С (рис. 3).

В течение года ожидаемое среднее по ансамблю увеличение температуры в целом по региону изменяется в небольших пределах — от 2,5 до 3,0 °С (рис. 4). Внутриансамблевый разброс при этом колеблется от 0,6 до 1,0 °С, то есть все 30 расчетов ансамбля прогнозируют потепление климата как минимум на 1,5 °С. Однако в разных районах годовой ход изменений температуры значительно отличается от среднего по территории (рис. 5).

Количество осадков в целом за год увеличится к 2055 году по сравнению с современными условиями почти на всей территории Средней Азии (рис. 6). Увеличение осадков происходит в основном с севера на юг. В северной половине территории годовая сумма осадков увеличится на 8—16 %. В южной половине распределение осадков более пестрое: в предгорьях юго-восточной части территории и в Ферганской долине ожидается увеличение осадков более чем на 30 %, на юге Туркмении (к востоку от Ашхабада) выделяется район с уменьшением годового количества осадков до 8 %.

Внутриансамблевый разброс изменений годовой суммы осадков колеблется по территории от 10 до 55 % (рис. 7). С юго-запада на северо-восток простирается зона с относительно небольшим

разбросом. К северу и югу от этой зоны величина стандартного отклонения возрастает, особенно на юге Туркмении (до 55 %), то есть в том районе, где ожидается уменьшение количества осадков (см. рис. 6).

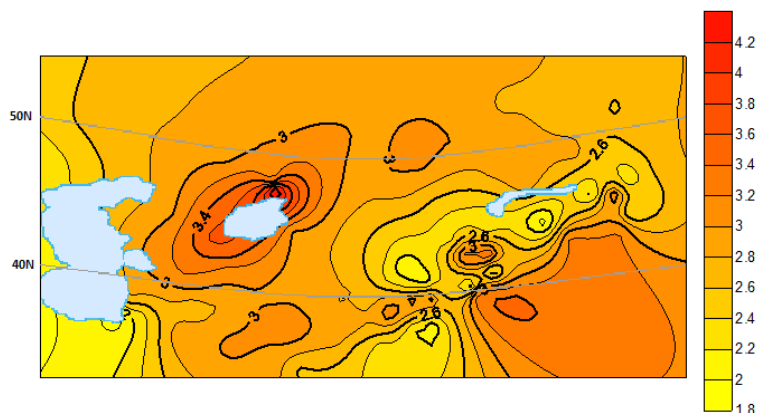


Рис. 2. Изменение ($^{\circ}\text{C}$) средней годовой температуры воздуха к 2055 г. по отношению к 1995 г.

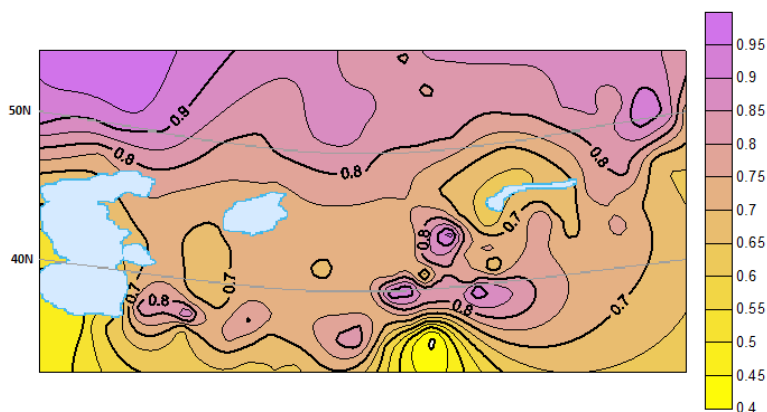


Рис. 3. Стандартное отклонение ($^{\circ}\text{C}$) изменений средней годовой температуры воздуха в ансамбле региональной модели.

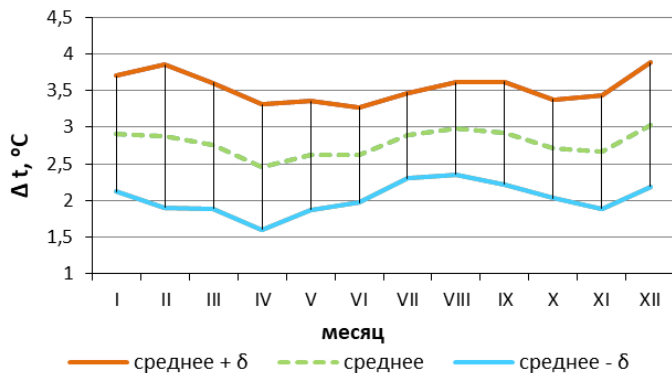


Рис. 4. Изменение средней месячной температуры (ΔT , °C) к 2055 г. по отношению к 1995 г. в целом по региону (среднее).

Границы неопределенности прогноза:
верхняя (среднее + δ), нижняя (среднее - δ).

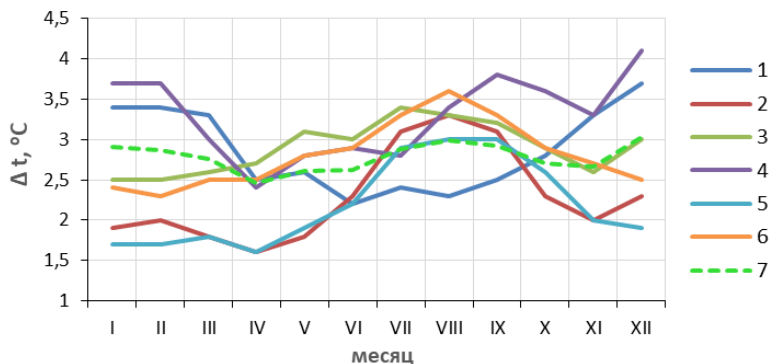


Рис. 5. Изменение средней месячной температуры (ΔT , °C) к 2055 г. по отношению к 1995 г. в основных сельскохозяйственных районах Средней Азии: 1 — Кокчетав (Казахстан), 2 — Чимкент (Казахстан), 3 — Карши (Узбекистан), 4 — Ош (Кыргызстан), 5 — Душанбе (Таджикистан), 6 — Ясхан (Туркменистан), 7 — среднее по территории.

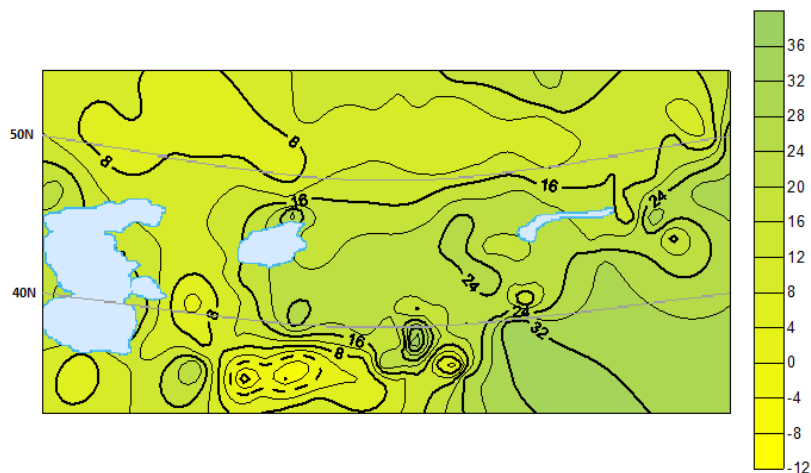


Рис. 6. Изменение (%) годовой суммы осадков к 2055 г.
по отношению к 1995 г.

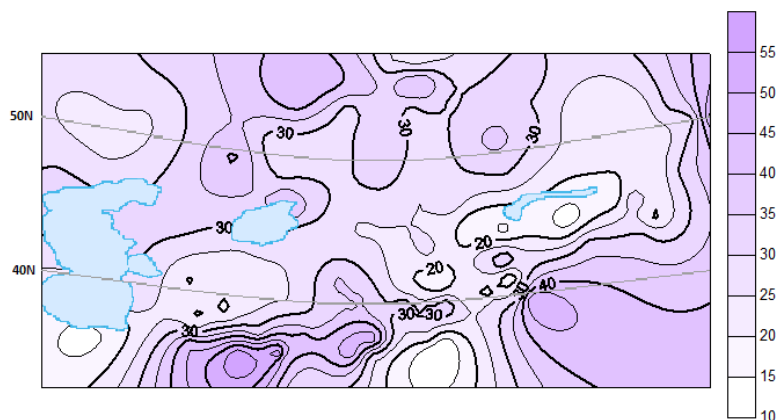


Рис. 7. Стандартное отклонение (%) изменений годовой суммы осадков
в ансамбле региональной модели.

В среднем по территории во все месяцы, кроме июля и августа, ожидается увеличение количества осадков, особенно в зимний период

(декабрь—февраль), когда прирост среднего месячного количества осадков составляет 30 % и более (рис. 8). Необходимо отметить, что значительный диапазон внутриансамблевого разброса (27—36 %) оценок будущих изменений осадков, для расчета которых используется стандартное отклонение изменений в ансамбле из 30 расчетов, указывает на значительную неопределенность прогноза осадков, вплоть до их возможного уменьшения в регионе на фоне глобального потепления (рис. 8). При таких условиях в совокупности с ростом температуры следует ожидать значительного ухудшения агроклиматических условий выращивания яровых зерновых культур.

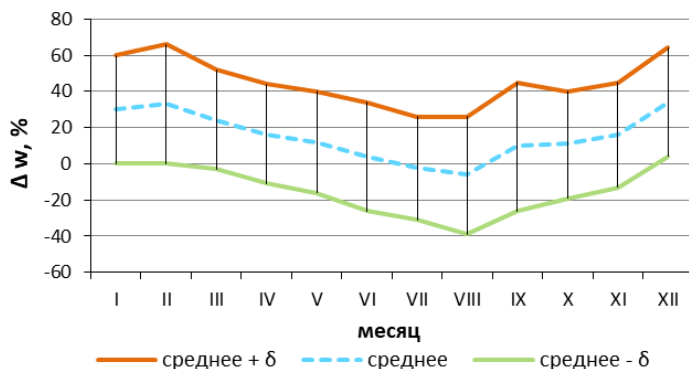


Рис. 8. Изменение средней месячной суммы осадков (ΔW , %) к 2055 г. по отношению к 1995 г. в целом по региону (среднее).

Границы неопределенности прогноза:
верхняя (среднее + δ), нижняя (среднее - δ).

Годовой ход изменения средней месячной суммы осадков (ΔW , %), так же как и годовой ход температуры, имеет значительную пространственную неоднородность. На рис. 9 представлено среднее по ансамблю изменение месячных сумм осадков к середине столетия в разных районах Средней Азии.

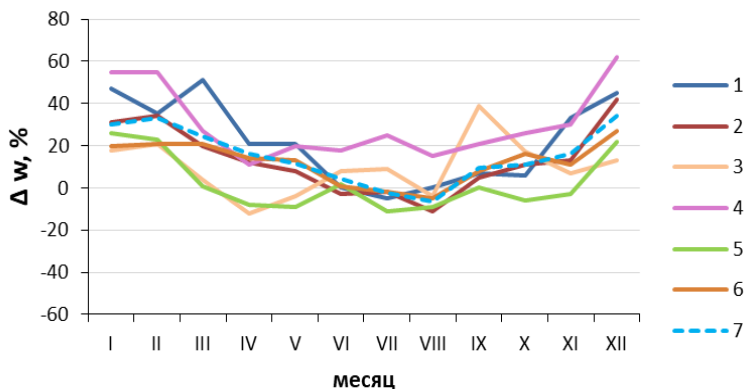


Рис. 9. Годовой ход изменений средней месячной суммы осадков (Δw , %) к 2055 г. по отношению к 1995 г. в основных сельскохозяйственных районах Средней Азии: 1 — Кокчетав (Казахстан), 2 — Чимкент (Казахстан), 3 — Карши (Узбекистан), 4 — Ош (Кыргызстан), 5 — Душанбе (Таджикистан), 6 — Ясхан (Туркменистан), 7 — среднее по территории.

Для оценки агроклиматических условий возделывания яровых зерновых культур (особенно при богарном земледелии) большое значение имеет увлажнение в период их вегетации. Для южной половины Средней Азии — это период с января по май (5 месяцев). Изменение по территории суммы осадков за этот период (рис. 10) в южной половине рассматриваемой территории аналогично изменению годового количества осадков (см. рис. 6). На северной половине территории изменения сумм осадков за январь—май более значительны, чем за год, и достигают 30 % и более. Внутриансамблевый разброс прогнозируемых изменений суммы осадков за период январь—май (рис. 11) в основном согласуется с годовым распределением, представленным на рис. 7.

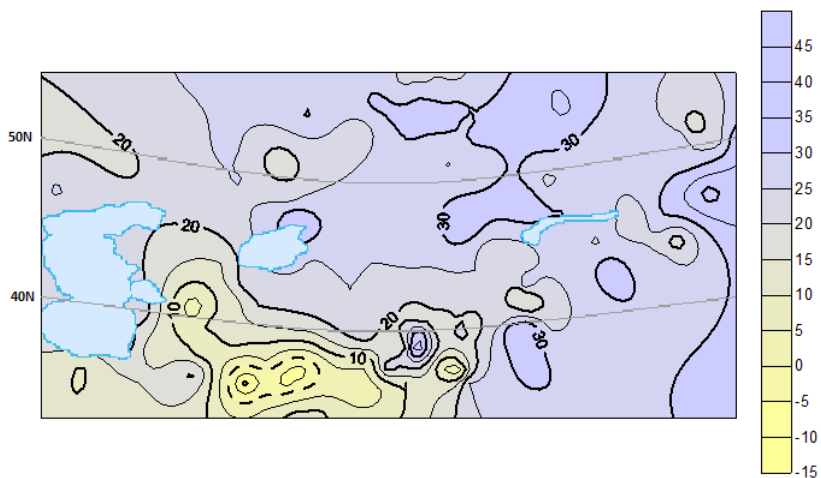


Рис. 10. Изменение (%) суммы осадков за 5 месяцев (январь—май) к 2055 г. по отношению к 1995 г.

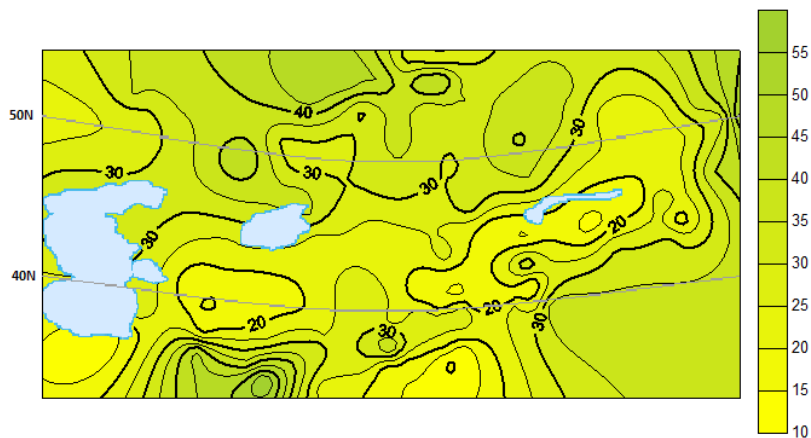


Рис. 11. Стандартное отклонение (%) изменений суммы осадков за период январь—май в ансамбле региональной модели.

4. Современные агроклиматические условия произрастания хлопчатника в Средней Азии и прогноз их изменения на середину XXI века

Агроклиматические ресурсы территории оцениваются с помощью специальных агроклиматических показателей, определяющих условия тепло- и влагообеспеченности вегетационного периода (Пигольцина, 2005, 2007; Шашко, 1985). Поскольку хлопчатник — культура поливная, то при достаточном орошении ведущим признаком для ее возделывания является термический режим, поэтому при оценке агроклиматических ресурсов рассматривались только термические характеристики. Оценка водообеспеченности находится за рамками данного исследования.

Нижний температурный предел развития хлопчатника (биологический ноль) составляет 10 °С, поэтому термические ресурсы вегетационного периода хлопчатника в районах его возделывания характеризуются суммами активных и эффективных температур воздуха за период между датами устойчивого перехода температуры воздуха весной и осенью через 10 °С. Этот период в литературе называется периодом активной вегетации сельскохозяйственных культур. Суммы активных температур — это суммы средних суточных температур за указанный период. Эффективная температура — это разность между средней суточной температурой и биологическим нулем данной культуры, который, как указано выше, составляет для хлопчатника 10 °С.

Для оценки современных термических условий периода вегетации хлопчатника на территории Средней Азии использовались данные наблюдений за температурой приземного воздуха на 155 метеорологических станциях (см. рис. 1) за тридцатилетний период 1979—2009 гг. (включает модельный период 1990—1999 гг. и далее принимается за базовый по отношению к прогнозному периоду 2050—2059 гг.). По этим данным за указанный период были рассчитаны следующие агроклиматические показатели: суммы активных и эффективных температур за период с температурой воздуха выше 10 °С; даты перехода температуры воздуха через 10 °С

и продолжительность соответствующего периода; продолжительность безморозного периода.

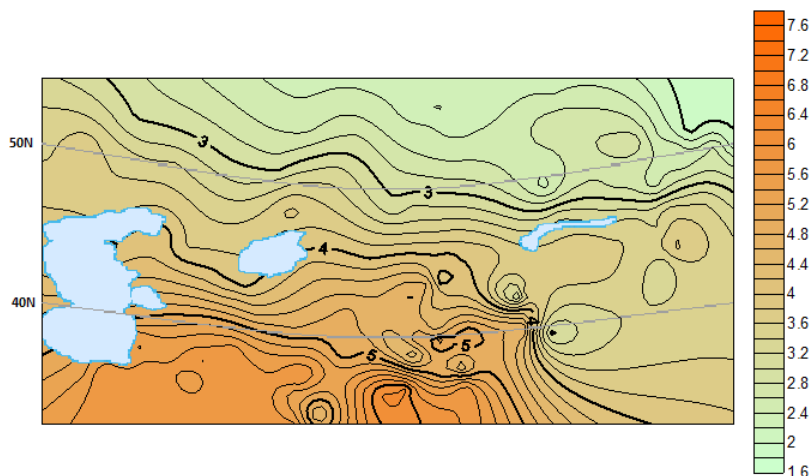


Рис. 12. Суммы активных температур воздуха (тыс. °С) за период с температурой выше 10 °С в период 1979—2009 гг.

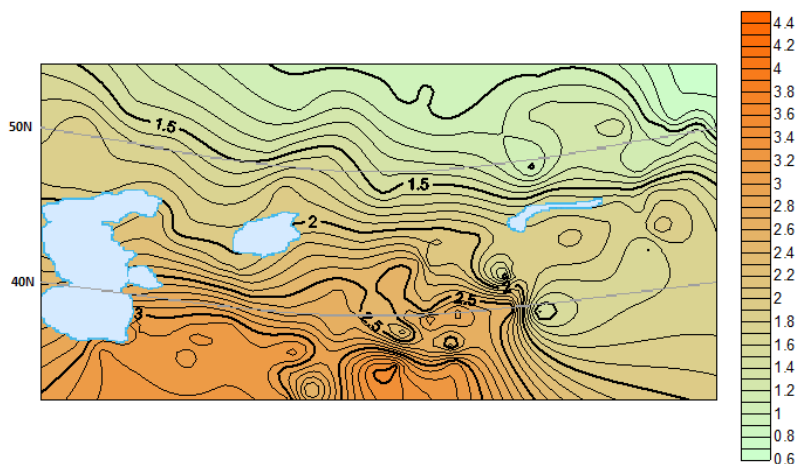


Рис. 13. Суммы эффективных температур воздуха (тыс. °С) за период с температурой выше 10 °С в период 1979—2009 гг.

За базовый период суммы активных температур на территории Средней Азии увеличиваются в среднем от 3000 °С на широте 50° с. ш. до 6000 °С на крайнем юге (36° с. ш.). Пространственное распределение сумм активных температур представлено на рис. 12. Суммы эффективных температур изменяются аналогичным образом: от 1500 до 3000 °С (рис. 13).

К середине текущего века суммы активных и эффективных температур могут существенно возрасти. Суммы активных температур на широте 50° с. ш. составят 3500—4000 °С, на крайнем юге 6500—7000 °С. Пространственное распределение сумм эффективных температур составит в среднем от 2000 °С на широте 50° с. ш. до 4000 °С на юге. Таким образом, изотермы сумм активных и эффективных температур к середине столетия сдвинутся к северу по сравнению с базовым периодом.

Наибольшие изменения сумм активных температур ожидаются в районе Аральского моря и на юге территории (южнее 40° с. ш.). В этих районах суммы активных температур возрастут на 1000 °С и более (рис. 14). Следует напомнить, что значения, полученные экстраполяцией в горных районах, не принимаются во внимание. Пространственное распределение изменений сумм эффективных температур в основном повторяет распределение изменений сумм активных температур, но наибольшие изменения эффективных температур на 200—300 °С меньше, чем активных (рис. 15).

Большое значение для оценки перспектив развития хлопководства имеют результаты расчетов изменений продолжительности периода с температурой воздуха выше 10 °С и безморозного периода. Оба периода на всей территории Средней Азии к середине столетия увеличатся в среднем от 10—15 дней в северных районах и до 40—45 дней в южных районах (рис. 16, 17). Однако в районах хлопковой зоны (в южной половине территории) увеличение длительности безморозного периода более значительно, чем вегетационного.

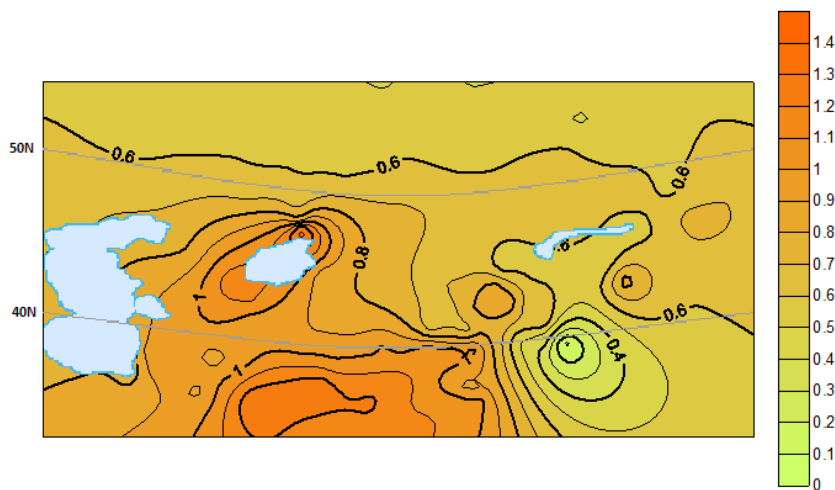


Рис. 14. Изменение (тыс. °C) сумм активных температур выше 10 °C к 2055 г. по отношению к 1995 г.

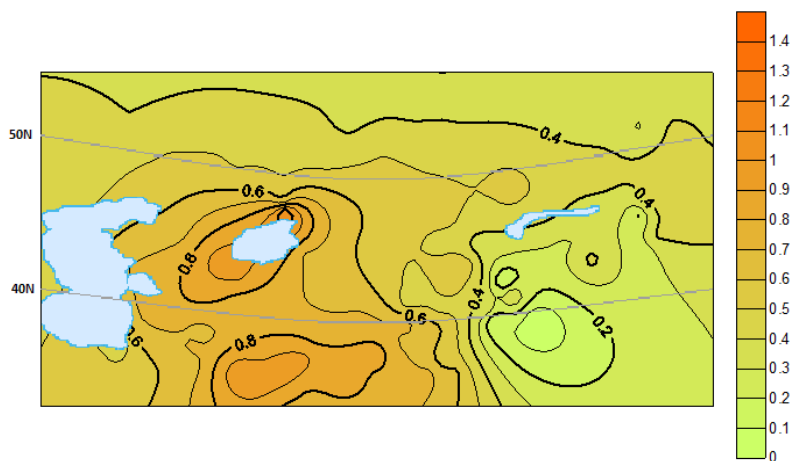


Рис. 15. Изменение (тыс. °C) сумм эффективных температур выше 10 °C к 2055 г. по отношению к 1995 г.

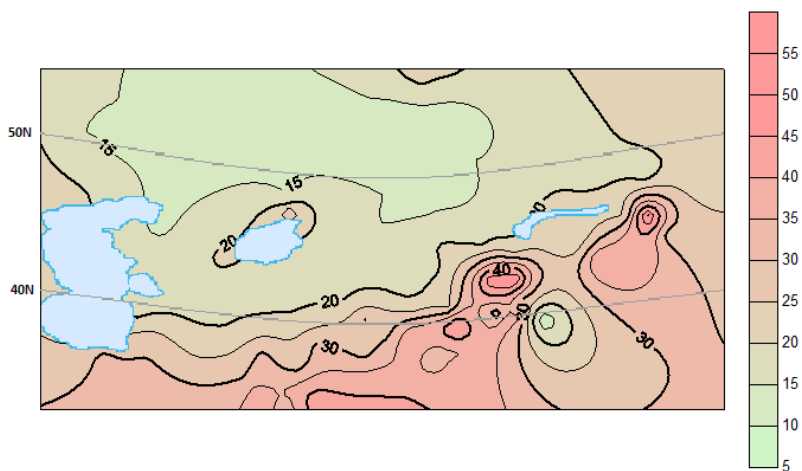


Рис. 16. Изменение (дни) продолжительности периода с температурой воздуха выше 10 °С к 2055 г. по отношению к 1995 г.

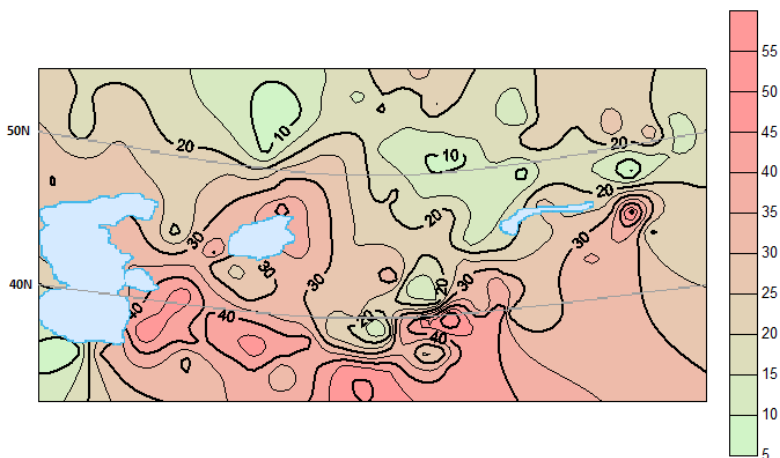


Рис. 17. Изменение (дни) продолжительности безморозного периода к 2055 г. по отношению к 1995 г.

Увеличение продолжительности периода с температурой воздуха выше 10 °С и, как следствие, увеличение сумм температур за этот период дает возможность смещения северной границы ареала возделывания хлопчатника в более северные широты. Одновременно увеличение продолжительности безморозного периода уменьшает риск повреждения хлопчатника губительными заморозками.

Требования различных по скороспелости сортов хлопчатника к термическим условиям неодинаковые. По длительности вегетационного периода (от всходов до созревания коробочек) различают скороспелые (100—110 дней), среднеспелые (115—120 дней), среднепоздние (130—135 дней) и позднеспелые (150—170 дней) группы сортов хлопчатника. К позднеспелым относятся и тонковолокнистые (очень поздние) сорта.

Для произрастания различных сортов требуются определенные суммы эффективных температур (табл. 2).

Таблица 2

Сорта хлопчатника и необходимые для их созревания суммы эффективных температур

Сорта хлопчатника	Сумма эффективных температур (°С)
скороспелые	1720—1730
среднеспелые	1795—1805
среднепоздние	1875—1885
позднеспелые	1970—2100

Используя данные табл. 2 и полученное выше пространственное распределение сумм эффективных температур за базовый и будущий периоды по ансамблю региональной модели, можно определить границы возделывания конкретных сортов хлопчатника, как в настоящее время, так и в середине столетия.

Однако приведенные на рисунках суммы эффективных температур представляют собой средние многолетние суммы, которые

наблюдаются примерно в половине всех лет наблюдений. При обеспеченности 99 % скороспелым сортам хлопчатника будет соответствовать средняя сумма эффективных температур 2070 °С, позднеспелым — 2450 °С. Оценка 99 % обеспеченности дана для крайних значений средних сумм эффективных температур — для 1720 и 2100 °С соответственно (см. табл. 2).

На рис. 18 представлена обеспеченность термическими ресурсами хлопчатника за базовый и будущий периоды в среднем по ансамблю расчетов (а) и с учетом верхней (б) и нижней (в) границ внутриансамблевого разброса прогнозируемых к середине века изменений температуры. Верхняя и нижняя границы ансамблевого разброса определены на основе стандартного отклонения рассчитанных изменений в ансамбле. На каждой карте нанесены четыре изолинии: 1 и 3 — это изолинии 99 % обеспеченности термическими ресурсами скороспелых сортов хлопчатника (2070 °С) соответственно за базовый и будущий периоды; изолинии 2 и 4 соответствуют такой же степени обеспеченности очень поздних (тонковолокнистых) сортов хлопчатника (2450 °С) за базовый и будущий периоды. Первая и третья изолинии, характеризующие ранние сорта 99 % обеспеченности, также соответствуют обеспеченности термическими ресурсами среднеспелых сортов хлопчатника, равной 90 %, и поздних сортов, равной 75 %.

Как видно из рисунка, в среднем по ансамблю к середине столетия границы возделывания как ранних, так и поздних сортов хлопчатника сдвинутся к северу на 3—5°, а хлопковая зона значительно увеличится (рис. 18а).

Условная верхняя граница изменений в ансамбле расчетов соответствует продвижению хлопковой зоны к северу до 45—50° с. ш. (рис. 18б), а нижняя — сравнительно небольшому сдвигу, в основном в районе Аральского моря (рис. 18в). Однако во всех представленных случаях обнаруживается качественная согласованность ожидаемых изменений зон хлопководства — это продвижение хлопковой зоны к северу в условиях потепления климата.

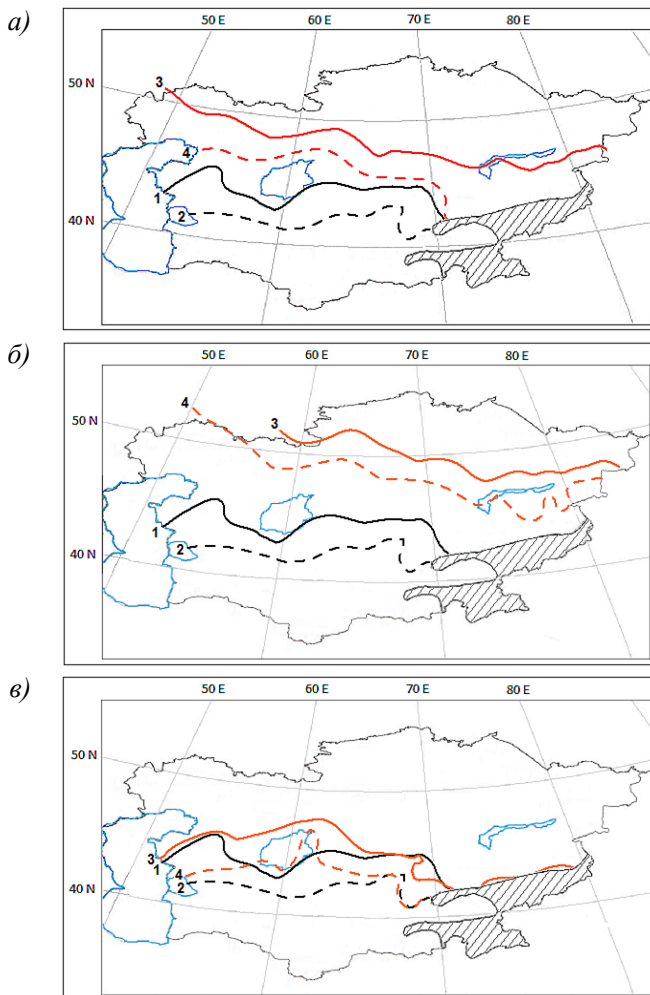


Рис. 18. Обеспеченность термическими ресурсами хлопчатника за базовый (1979—2009 гг.) и будущий (2050—2059 гг.) периоды в среднем по ансамблю расчетов (а) и с учетом верхней (б) и нижней (в) границ внутриансамблевого разброса прогнозируемых к середине века изменений температуры.

Контуром обозначены границы республик Средней Азии, штриховкой — горы.

5. Влияние изменений климата на агроклиматические условия произрастания яровых зерновых культур в Средней Азии

5.1. Требования яровой пшеницы и ярового ячменя к климатическим условиям

Контрастность в смене засушливых и влажных периодов на общем фоне сравнительно скудного увлажнения территории Средней Азии придает особую специфику сельскому хозяйству региона. При использовании гидротермических ресурсов осеннего, зимнего и весеннего времени года, когда выпадает основная часть годового количества осадков, можно в ряде районов развивать неполивное (богарное) земледелие и выращивать яровые зерновые культуры, в том числе пшеницу и ячмень. При достаточном количестве тепла и крайней засушливости климата Средней Азии лимитирующим фактором для богарного земледелия являются условия увлажнения. Поэтому для характеристики агроклиматических ресурсов возделывания яровой пшеницы и ярового ячменя в данной работе выполнена количественная оценка условий тепло- и влагообеспеченности вегетационного периода этих культур.

Яровой ячмень — самая скороспелая зерновая культура, длительность вегетационного периода составляет 60—110 дней. Для полного развития ячменя требуется сумма активных температур 1000—1500 °С для скороспелых сортов и 1800—2000 °С для позднеспелых. Сумма активных температур, необходимая для созревания пшеницы, в зависимости от сортовых особенностей, составляет 1200—1700 °С, а период вегетации соответственно 85—120 дней. Теплообеспеченность указанных культур определялась суммами активных температур за периоды их вегетации. За дату начала вегетации яровой пшеницы, как для базового, так и для будущего периода, принята дата устойчивого перехода температуры воздуха через 7 °С. Яровой ячмень обычно сеют одновременно с яровой пшеницей или сразу после нее, поэтому за дату начала вегетации ярового ячменя, так же как и пшеницы, принята дата

устойчивого перехода температуры воздуха через 7 °С. Прибавляя к этой дате 60, 85, 110 и 120 дней, получаем даты конца периодов вегетации для ранних и поздних сортов соответственно.

К середине столетия даты устойчивого перехода температуры воздуха через 7 °С на всей рассматриваемой территории сдвинутся в сторону более ранних дат, то есть вегетационный период начнется раньше. Наибольшие изменения (более 20 дней) ожидаются в предгорьях и горных долинах на юго-востоке территории (рис. 19). В связи с более ранним началом вегетационного периода его начальная часть будет иметь относительно низкий фон температурного режима. Поэтому, несмотря на потепление климата, увеличение сумм температур за периоды вегетации яровых зерновых культур (особенно ранних сортов) по сравнению с базовым периодом ожидается не на всей территории Средней Азии. В ряде районов произойдет уменьшение сумм активных температур.

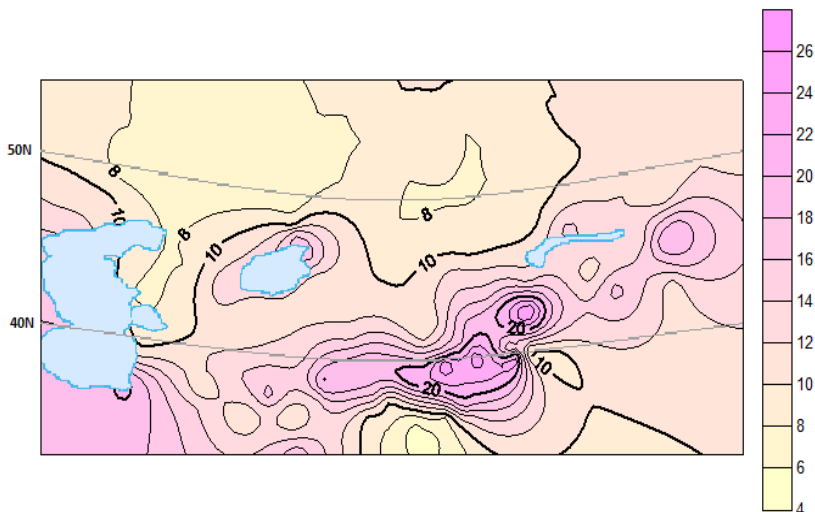


Рис. 19. Изменение (сдвиг к началу года) даты (дни) начала вегетации яровых зерновых культур к 2055 г. по отношению к 1995 г.

5.2. Влияние изменений климата на тепло- и влагообеспеченность разных сортов яровой пшеницы

Теплообеспеченность яровой пшеницы определяется суммами активных температур за периоды вегетации 85 и 120 дней. Для указанных периодов вегетации яровой пшеницы были рассчитаны современные суммы активных температур и на середину столетия. Суммы активных температур в базовом периоде за период вегетации ранних сортов яровой пшеницы (85 дней) имеют наибольшие значения ($> 1500^{\circ}\text{C}$) в центральной части территории — между 40 и 50° с. ш. (рис. 20). К северу и югу от этого широтного пояса суммы температур уменьшаются и на крайнем юге составляют $1300\text{—}1400^{\circ}\text{C}$.

К середине будущего периода (к 2055 году) в целом по территории суммы температур изменяются от 1200°C на юго-востоке до 1600°C и более в районе Аральского и Каспийского морей. Однако, несмотря на потепление климата, увеличение сумм температур за рассматриваемый период вегетации яровой пшеницы (85 дней) по сравнению с базовым периодом происходит не на всей территории Средней Азии (рис. 21). Значительную часть территории занимают районы с уменьшением сумм активных температур (пунктирные линии на карте). Наибольшее уменьшение суммы температур ($> 100^{\circ}\text{C}$) отмечается на юго-востоке Узбекистана на широте 40° .

Несмотря на то, что суммы активных температур к середине столетия в ряде районов уменьшаются при сдвиге дат начала вегетации по сравнению с базовым периодом, ранние сорта яровой пшеницы обеспечены теплом полностью на всей территории.

За период вегетации поздних сортов яровой пшеницы (120 дней) базовые и будущие суммы активных температур имеют аналогичное с периодом 85 дней пространственное распределение с максимальными значениями сумм температур в центральной части территории (рис. 22). При изменении сумм температур к середине столетия за период вегетации 120 дней также выделяются районы с уменьшением сумм температур (рис. 23). Однако по сравнению с периодом 85 дней этот район занимает меньшую площадь.

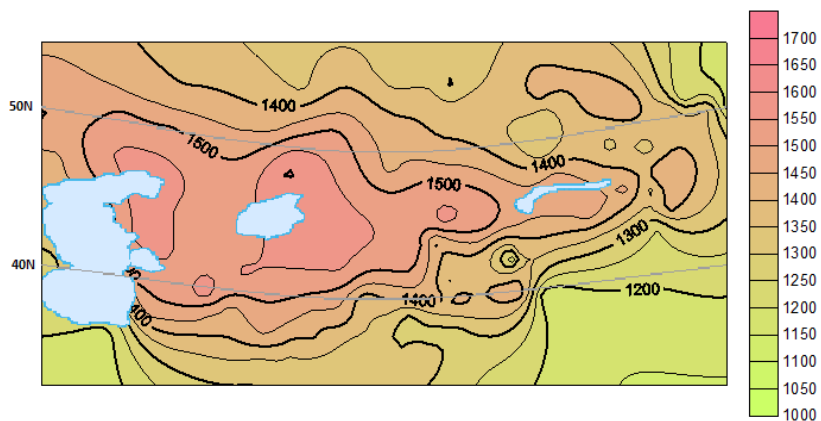


Рис. 20. Суммы активных температур воздуха ($^{\circ}\text{C}$) за период вегетации яровой пшеницы 85 дней в период 1979—2009 гг.

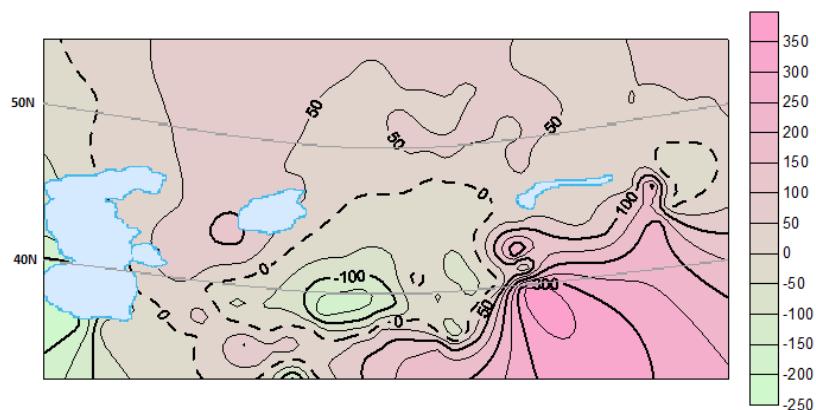


Рис. 21. Изменение сумм активных температур воздуха ($^{\circ}\text{C}$) за период вегетации яровой пшеницы 85 дней к 2055 г. по отношению к 1995 г.

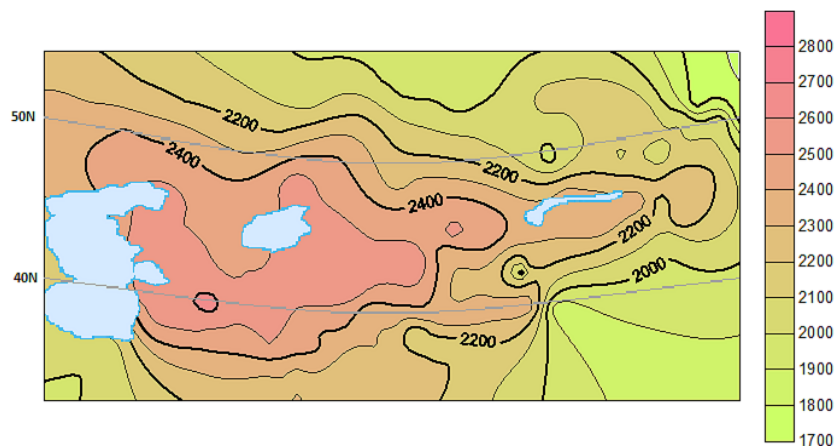


Рис. 22. Суммы активных температур воздуха ($^{\circ}\text{C}$) за период вегетации яровой пшеницы 120 дней в период 1979—2009 гг.

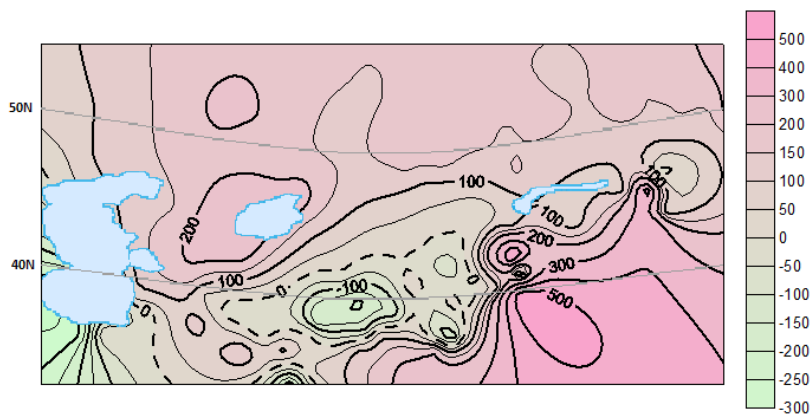


Рис. 23. Изменение сумм активных температур воздуха ($^{\circ}\text{C}$) за период вегетации яровой пшеницы 120 дней к 2055 г. по отношению к 1995 г.

При богарном земледелии развитие и формирование урожая обеспечивается влагой за счет атмосферных осадков. На территории Средней Азии в зависимости от орографических условий количество выпадающих осадков очень неравномерно. Поэтому влагообеспеченность посевов зерновых культур на богаре также различна. В равнинных районах посевы в большинстве лет испытывают недостаток влаги. С увеличением высоты над уровнем моря влагообеспеченность повышается. Наиболее обеспечены осадками предгорные и горные районы.

За период вегетации ранних сортов яровой пшеницы (85 дней) минимальное количество осадков (50 мм и менее) в базовый период выпадает в центральной части территории, максимальное (200 мм и более) — в предгорных районах на юго-востоке (рис. 24). Малое количество осадков в северной части территории (север Казахстана) в этот период связано с годовым ходом осадков, при котором основное количество осадков выпадает в летний период, о чем было сказано выше (см. раздел 3).

Изменение сумм осадков за период вегетации 85 дней к середине столетия в целом невелико, однако отмечаются два района с относительно большими изменениями (рис. 25). Это район северо-восточного побережья Аральского моря, где ожидается увеличение суммы осадков на 30 % и более, и юг Туркмении, где количество осадков уменьшается более чем на 10 %.

За период вегетации поздних сортов яровой пшеницы (120 дней) районы с минимальным количеством осадков (менее 50 мм) занимают меньшую территорию, чем за период вегетации 85 дней (рис. 26). Также сократился по площади район с уменьшением осадков на юге Туркмении (рис. 27). В северной части территории (севернее 50° с. ш.) количество осадков к 2055 году изменится не существенно.

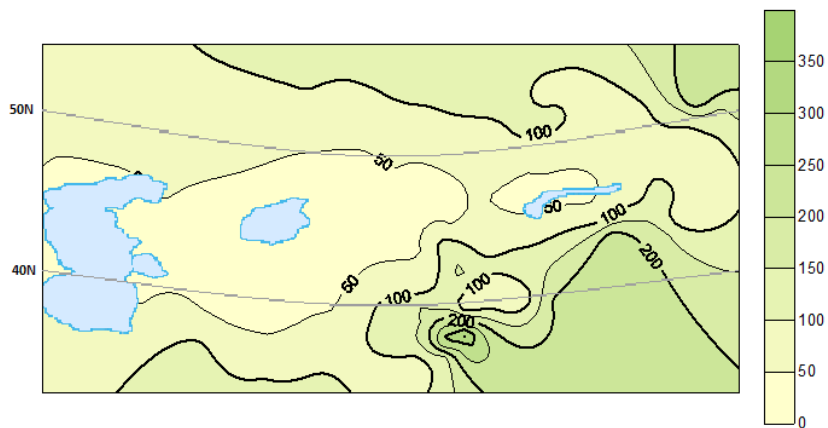


Рис. 24. Суммы осадков (мм) за период вегетации яровой пшеницы 85 дней в период 1979—2009 гг.

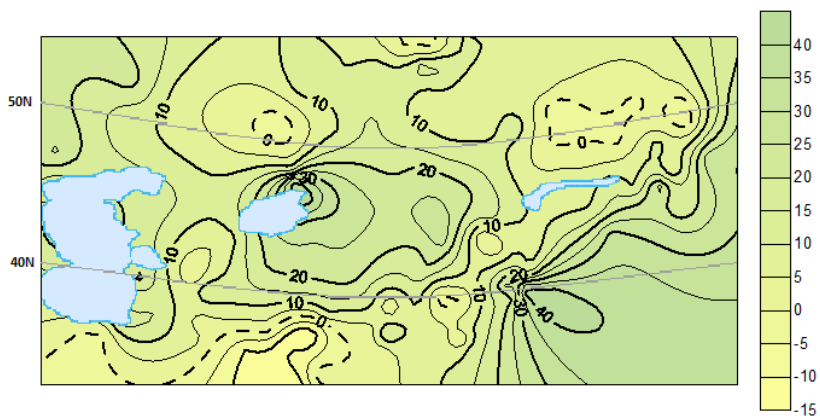


Рис. 25. Изменение (%) сумм осадков за период вегетации яровой пшеницы 85 дней к 2055 г. по отношению к 1995 г.

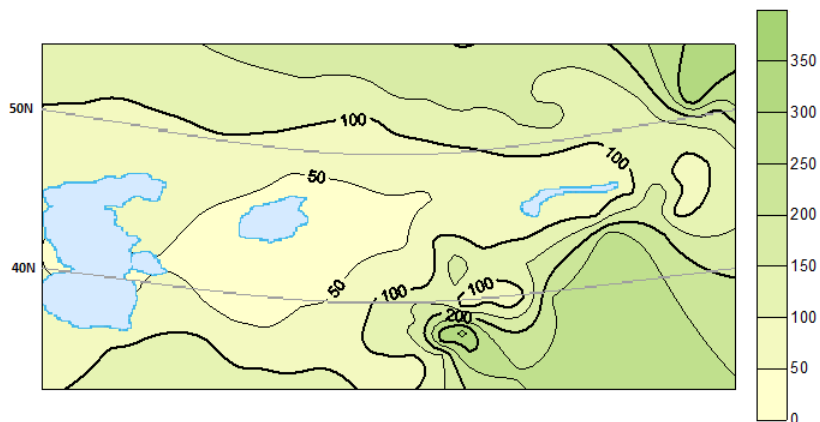


Рис. 26. Суммы осадков (мм) за период вегетации яровой пшеницы 120 дней в период 1979—2009 гг.

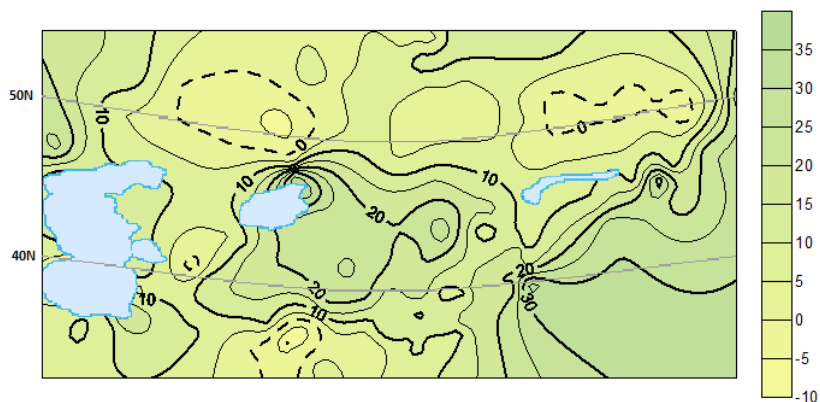


Рис. 27. Изменение (%) сумм осадков за период вегетации яровой пшеницы 120 дней к 2055 г. по отношению к 1995 г.

5.3. Влияние изменений климата на тепло- и влагообеспеченность разных сортов ярового ячменя

Тепло- и влагообеспеченность ярового ячменя, как было указано выше, оценивалась для двух периодов вегетации: 60 дней для ранних сортов и 110 дней для поздних сортов. Суммы активных температур за период вегетации ярового ячменя 60 дней в базовый период на всей территории Средней Азии не превышают 900 °С (рис. 28). К середине столетия почти повсеместно, кроме предгорных районов, ожидается уменьшение сумм температур (рис. 29). Такие низкие термические ресурсы объясняются тем, что даты начала вегетации (переход температуры воздуха через 7 °С) сдвинутся на более ранние сроки и значительная часть вегетационного периода будет иметь низкий фон температурного режима, поэтому за такой короткий период вегетации не накопится необходимая для вызревания сумма активных температур, минимальная величина которой для ранних сортов ярового ячменя составляет 1000 °С. Таким образом, несмотря на то, что нижний температурный предел развития ярового ячменя (биологический ноль) составляет 5 °С, ранние сорта, имеющие очень короткий период вегетации, целесообразно сеять несколько позже даты устойчивого перехода температуры воздуха через 7 °С, чтобы обеспечить необходимую сумму температур для завершения цикла развития растений.

За период вегетации ярового ячменя 110 дней суммы активных температур воздуха за базовый период изменяются на территории Средней Азии от 2000 до 2300 °С (рис. 30). К середине столетия в районе Аральского и Каспийского морей, а также на севере территории и в предгорных районах на юго-востоке, суммы температур возрастут более чем на 100 °С (рис. 31), и их максимальные значения составят в районе морей 2400—2450 °С.

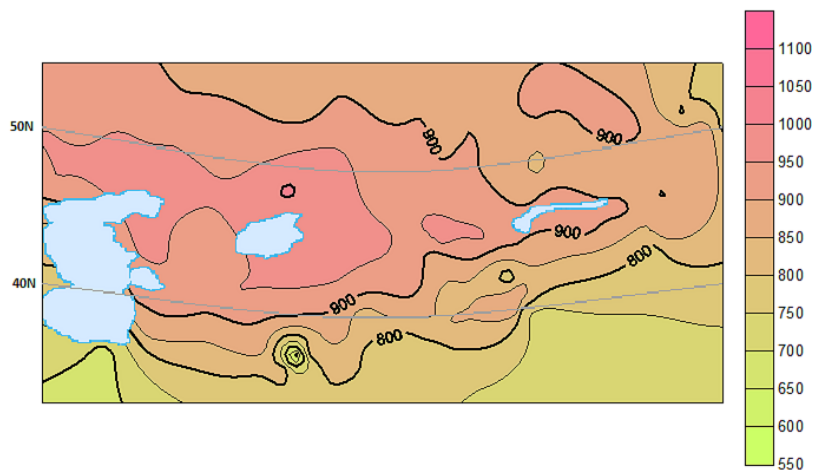


Рис. 28. Суммы активных температур воздуха ($^{\circ}\text{C}$) за период вегетации ярового ячменя 60 дней в период 1979—2009 гг.

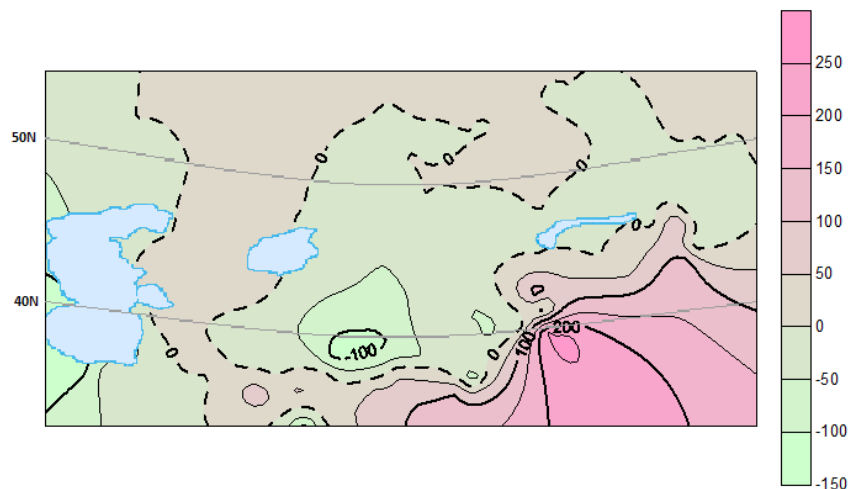


Рис. 29. Изменение сумм активных температур воздуха ($^{\circ}\text{C}$) за период вегетации ярового ячменя 60 дней к 2055 г. по отношению к 1995 г.

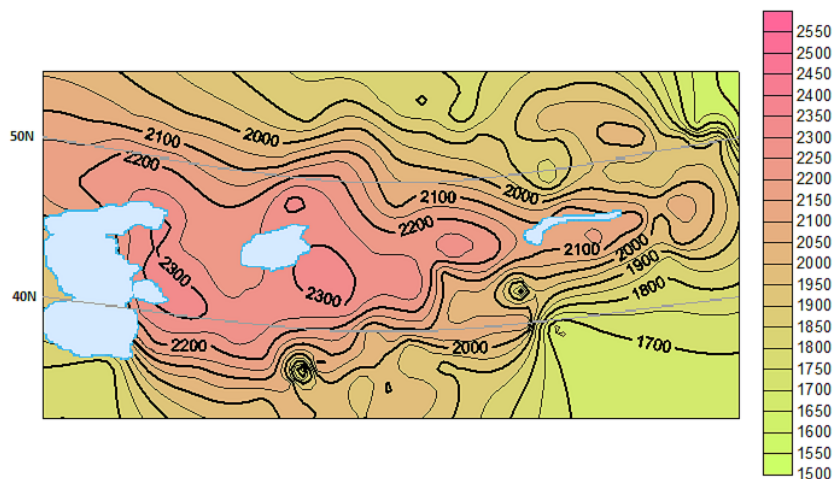


Рис. 30. Суммы активных температур воздуха ($^{\circ}\text{C}$) за период вегетации ярового ячменя 110 дней в период 1979—2009 гг.

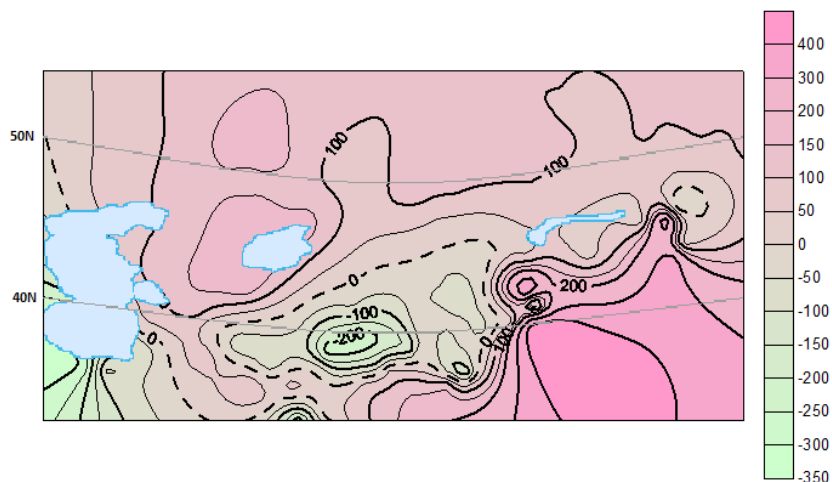


Рис. 31. Изменение сумм активных температур воздуха ($^{\circ}\text{C}$) за период вегетации ярового ячменя 110 дней к 2055 г. по отношению к 1995 г.

В центральной части территории выделяется большой район с уменьшением сумм температур, величина которого достигает 200 °С на юге Узбекистана на широте 40° (рис. 31).

Однако и в этом районе суммы температур составляют 1800—2000 °С, что является достаточными термическими ресурсами для вызревания поздних сортов ярового ячменя. В других районах, где суммы температур превышают 2000 °С, сеять ячмень следует в более ранние сроки, чтобы период вегетации начинался раньше даты устойчивого перехода температуры воздуха через 7 °С, но при этом он был бы обеспечен необходимыми суммами температур. Ранний посев — одно из условий получения высоких урожаев ячменя, так как в этом случае более полно используются запасы почвенной влаги осенне-зимнего периода. Хорошие результаты дают февральские (зимние) посевы.

Суммы осадков за период вегетации ранних сортов ярового ячменя (60 дней) в базовый период (1979—2009 гг.) в центральной части территории от Каспийского моря до озера Балхаш не превышают 40 мм (рис. 32). К северу и югу от этой зоны количество осадков увеличивается, достигая более 280 мм в горных долинах на юго-западе Таджикистана. К середине столетия зона с минимальным количеством осадков сократится, так как на этой территории ожидается увеличение осадков в среднем на 10—25 % (рис. 33). На юге Туркмении (36—40 с. ш.) выделяется район с уменьшением количества осадков до 20 %. Также небольшое уменьшение осадков (около 5 %) отмечается в Ферганской долине.

За период вегетации поздних сортов ярового ячменя (110 дней) базовые суммы осадков, их пространственное распределение и изменение к 2055 г. практически совпадают с периодом вегетации 120 дней, представленным на рис. 26 и 27 для яровой пшеницы. Поскольку даты начала обоих вегетационных периодов одни и те же (+7 °С), а даты окончания различаются всего на 10 дней при достаточно большой продолжительности периодов, то и различия в суммах осадков незначительные, тем более что в конце периодов осадков выпадает очень мало и начинается период засух.

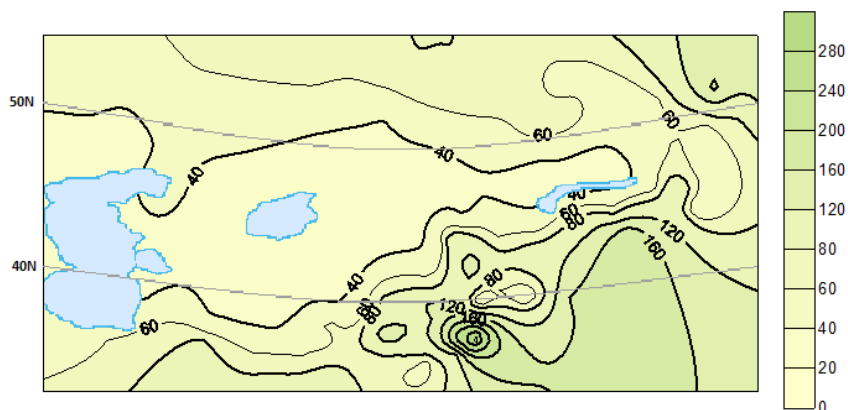


Рис. 32. Суммы осадков (мм) за период вегетации ярового
ячменя 60 дней в период 1979—2009 гг.

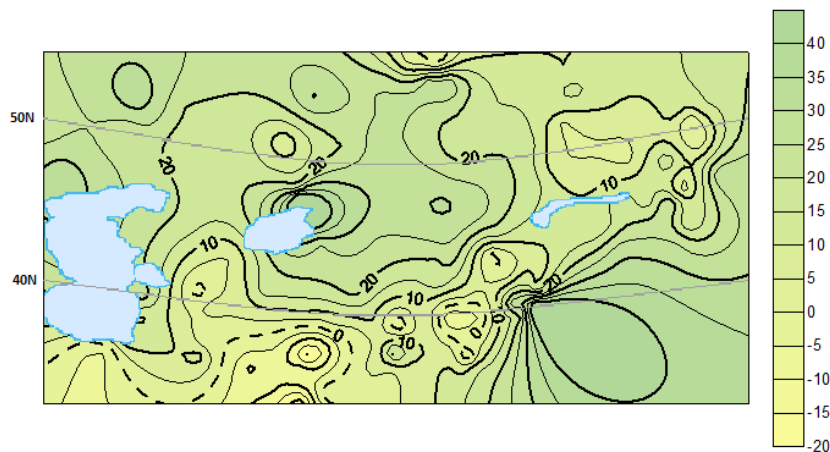


Рис. 33. Изменение (%) сумм осадков за период вегетации ярового
ячменя 60 дней к 2055 г. по отношению к 1995 г.

5.4. Прогноз изменения агроклиматических условий формирования урожая яровых зерновых культур в Средней Азии на середину XXI века

Увлажнение и тепловые ресурсы в период вегетации культур являются прямыми показателями агроклиматических условий формирования урожая. Увлажнение территории зависит не только от количества выпадающих осадков, но и от особенностей термического режима. Чем выше температура, тем больше испарение выпавших на подстилающую поверхность осадков. Более полно агроклиматические условия теплого периода года характеризует гидротермический коэффициент Г. Т. Селянинова (ГТК), который включает в себя одновременно температуру и осадки (Селянинов, 1928):

$$\text{ГТК} = \Sigma P / 0,1 \Sigma T,$$

где ΣP — сумма осадков за период вегетации культуры, ΣT — сумма температур за тот же период.

Этот коэффициент также удобно использовать для прогнозных оценок условий увлажнения в будущем, поскольку по ансамблю региональной климатической модели прогноз дается по температуре и количеству осадков.

Гидротермический коэффициент, рассчитанный за реальный период вегетации яровых культур, учитывает количество тепла и влаги за этот конкретный период, поэтому он имеет решающее значение для оценки агроклиматических условий формирования и величины будущего урожая. В данной работе гидротермические коэффициенты (ГТК) были рассчитаны для всех рассматриваемых периодов вегетации яровых зерновых культур за базовый период (1979—2009 гг.) и на середину текущего столетия (2050—2059 гг.).

В базовый период наиболее высокие значения ГТК на всей территории Средней Азии относятся к самому короткому периоду вегетации яровых зерновых культур (60 дней), то есть к периоду вегетации ранних сортов ярового ячменя (рис. 34а). Минимальные значения ГТК (0,3—0,4) наблюдаются на равнинной территории

вокруг Аральского моря, где выпадает наименьшее количество осадков. Увеличение ГТК происходит по направлению к горным хребтам. В предгорьях на юге Средней Азии ГТК возрастает до 1,2. Резкое увеличение ГТК происходит в предгорьях и горных долинах на юго-востоке, где ГТК достигает значений 2,0 и более (рис. 34а).

За период вегетации ранних сортов яровой пшеницы (85 дней) величина ГТК за базовый период на всей территории существенно ниже, чем за период вегетации ячменя (60 дней). Увеличение периода вегетации на 25 дней приводит к тому, что район с $ГТК < 0,4$ занимает уже значительную часть территории, а в предгорьях на юго-востоке ГТК не превышает 1,2, и только в горных долинах на юго-западе Таджикистана ГТК достигает значений 1,8 (рис. 35а).

За период вегетации поздних сортов ярового ячменя и пшеницы (110 и 120 дней) ГТК на территории Средней Азии повсеместно уменьшается по сравнению с периодом 85 дней, и появляется большой район со значением ГТК менее 0,2 (рис. 36а). Относительное уменьшение значений ГТК происходит из-за того, что вегетационный период 110—120 дней захватывает летние месяцы (июнь—июль), когда количество осадков резко уменьшается и начинается период засух. Поскольку ГТК за периоды вегетации 110 и 120 дней различаются не существенно, в статье представлены карты ГТК только за период 120 дней.

По сравнению с современными условиями к 2055 году, в среднем по ансамблю расчетов, ГТК за период вегетации 60 дней возрастет почти на всей территории Средней Азии (рис. 34б). В центральной части между Аральским морем и озером Балхаш ГТК увеличится более чем на 30 %. Уменьшение ГТК на 10—15 % отмечается на юге Туркмении. По мере увеличения продолжительности вегетационного периода районы с максимальным ростом ГТК (> 20 %) уменьшаются и при длительности периода вегетации 120 дней занимают относительно небольшую территорию (рис. 35б, 36б). Однако при всех периодах вегетации на большей части территории Средней Азии ГТК к середине столетия возрастет.

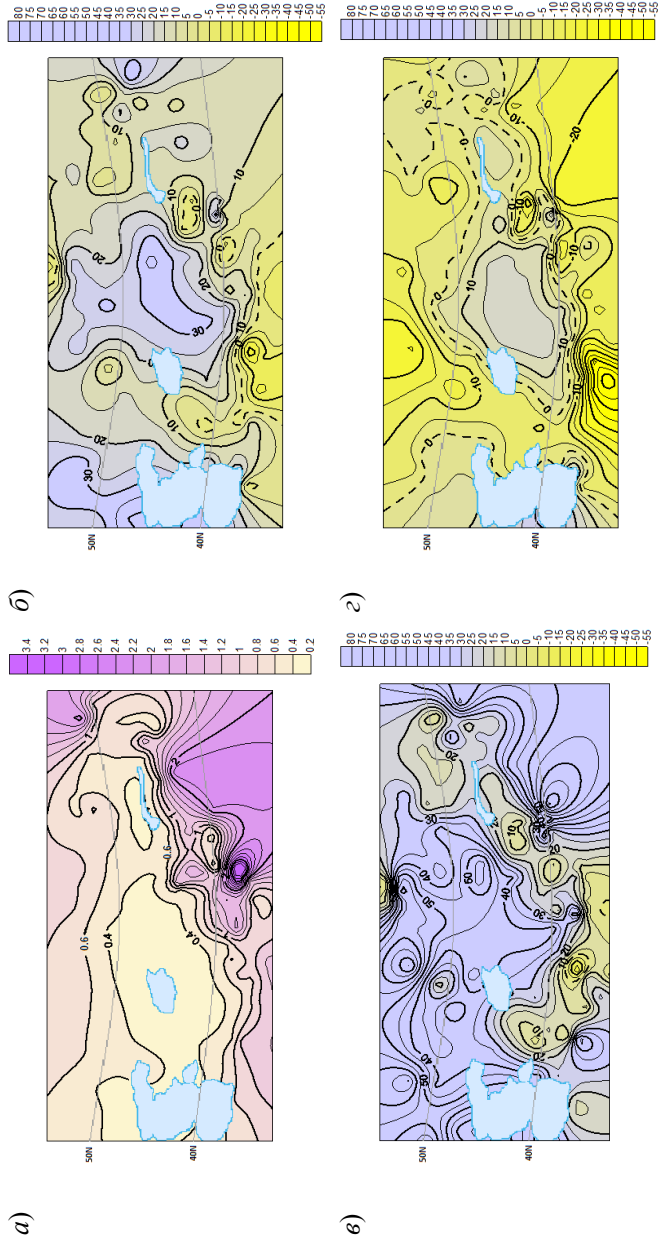


Рис. 34. Гидротермический коэффициент (ГТК) за период вегетации ярового ячменя 60 дней в 1979—2009 гг. (а) и его изменение (%) к 2055 г.: среднее по ансамблю (б), соответствующее условным верхней (в) и нижней (г) границам изменений в ансамбле.

Таким образом, ранние сорта яровых зерновых культур, как в базовый, так и в будущий период, имеют, в среднем по ансамблю расчетов, более благоприятные условия формирования урожая, чем поздние сорта

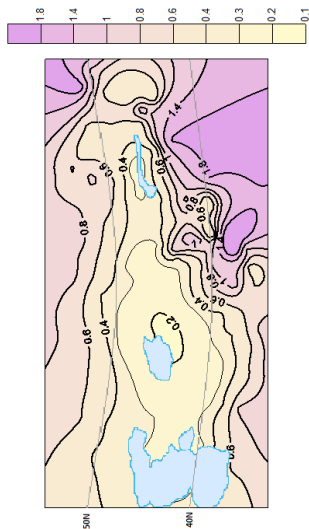
Условной верхней границе изменений характеристик по ансамблю, определенной на основе стандартного отклонения изменений в ансамбле, всем периодам вегетации (60—120 дней) почти повсеместно соответствует увеличение значений ГТК (рис. 34*в*—36*в*). Особенно значительные изменения отмечаются в самый короткий период (60 дней).

Для нижней границы неопределенности (среднее по ансамблю изменение минус стандартное отклонение, характеризующее разброс изменений в ансамбле) выделяется обширный район в центральной части Средней Азии, на котором ГТК увеличивается по сравнению с современными условиями, на остальной территории — уменьшается (рис. 34*г*—36*г*).

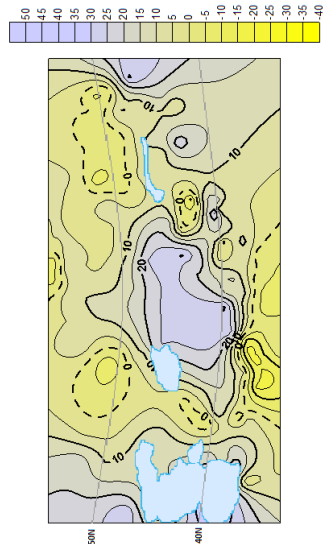
Диапазон неопределенности оценок будущих изменений ГТК заметно варьирует от региона к региону, причем для наиболее короткого периода вегетации (60 дней) внутриансамблевый разброс оценок наибольший по сравнению с более длинными периодами. На рис. 37 для шести пунктов, расположенных в ключевых сельскохозяйственных районах Средней Азии (см. рис. 1, табл. 1), приведены значения гидротермических коэффициентов для периодов вегетации яровых зерновых культур 60, 85, 110 и 120 дней за базовый и будущий период с учетом неопределенности прогнозных оценок.

Увеличение значений гидротермического коэффициента в будущем показывает, что, несмотря на потепление климата и связанное с ним увеличение засушливости в целом за теплый период года, на территории Средней Азии агроклиматические условия выращивания яровых зерновых культур на богарных землях к середине XXI века будут более благоприятными по сравнению с современным периодом.

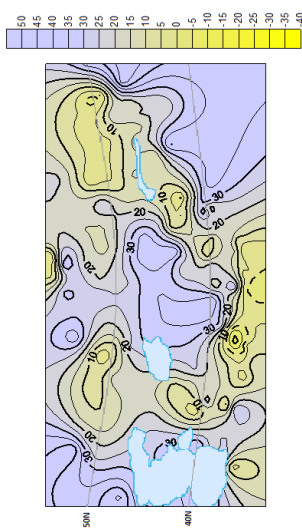
а)



б)



в)

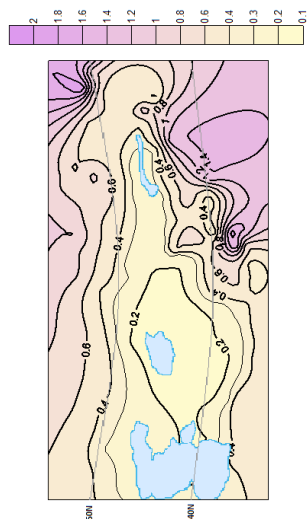


г)

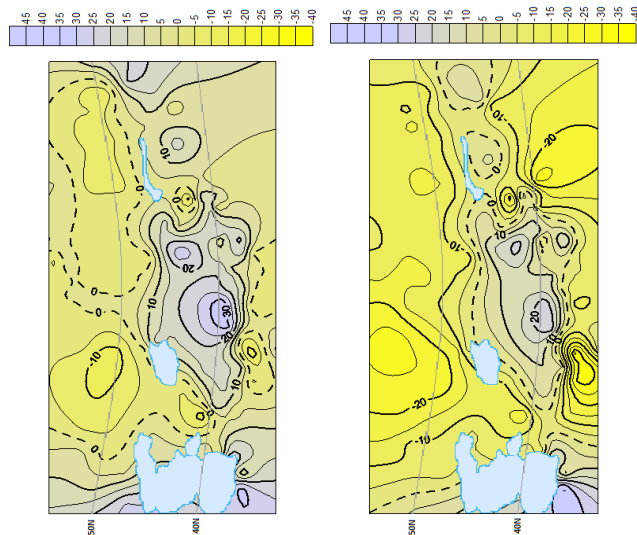


Рис. 35. Гидротермический коэффициент (ГТК) за период вегетации яровой пшеницы 85 дней в 1979—2009 гг. (а) и его изменение (%) к 2055 г.: среднее по ансамблю (б), соответствующее условным верхней (в) и нижней (г) границам изменений в ансамбле.

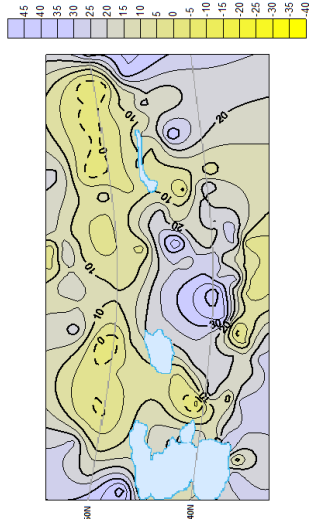
а)



б)



в)



г)

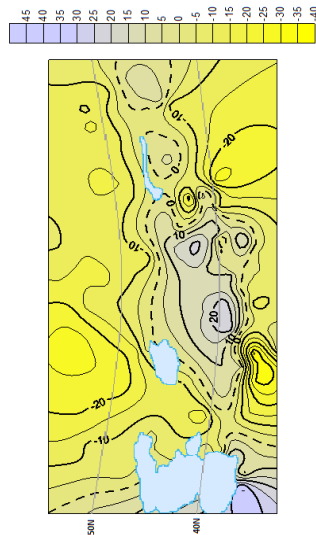


Рис. 36. Гидротермический коэффициент (ГТК) за период вегетации яровой пшеницы 120 дней в 1979—2009 гг. (а) и его изменение (%) к 2055 г.: среднее по ансамблю (б), соответствующее условным верхней (в) и нижней (г) границам изменений в ансамбле.

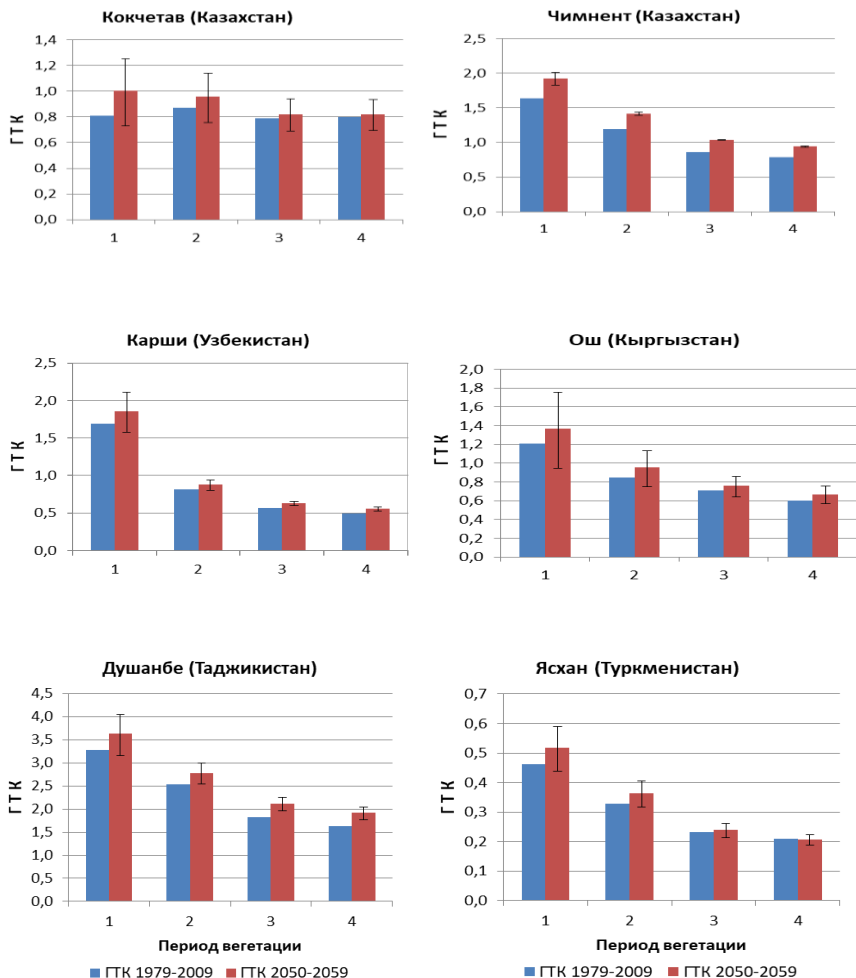


Рис. 37. Гидротермический коэффициент (ГТК) в пунктах, расположенных в сельскохозяйственных районах Средней Азии, за различные периоды вегетации яровых зерновых культур в периоды 1979—2009 гг. (базовый) и 2050—2059 гг. (будущий). Для будущих оценок указан диапазон неопределенности прогноза с использованием стандартного отклонения изменений в ансамбле расчетов (whiskers). Периоды вегетации: 1 — 60, 2 — 85, 3 — 110, 4 — 120 дней.

Заключение

Результаты оценки возможной в будущем динамики агроклиматических условий формирования урожая сельскохозяйственных культур, полученные в данной статье с использованием массовых ансамблевых расчетов по региональной климатической модели высокого разрешения, качественно согласуются с оценкой возможного влияния изменений климата на урожайность сельскохозяйственных культур, выполненной для отдельных пунктов территории Средней Азии с использованием глобальных моделей МГЭИК (Глазырина, 2012; Глазырина, Юлдашев, 2014). С помощью системы высокоразрешающего вероятностного прогнозирования здесь сделан следующий шаг в направлении количественной оценки мезомасштабных воздействий на агросектор региона и сопутствующих таким оценкам неопределенностей.

Анализ изменений агроклиматических показателей к середине XXI века позволил сделать принципиальные выводы относительно региональных последствий глобального потепления для агроклиматических условий произрастания ключевых сельскохозяйственных культур Средней Азии — хлопчатника, яровой пшеницы и ярового ячменя.

Основные результаты исследования сводятся к следующему.

Рост температуры в регионе приведет к существенному увеличению теплообеспеченности вегетационного периода, что будет способствовать продвижению хлопковой зоны к северу (до 500 км). Расширение ареала возделывания хлопчатника открывает широкую перспективу развития хлопководства в Средней Азии. Основная мера адаптации будет заключаться в обеспечении оптимальных норм орошения.

Глобальное потепление в целом позитивно повлияет на агроклиматические условия возделывания яровых зерновых культур в Средней Азии, выращиваемых на богарных землях. Повышение зимних и весенних температур воздуха приведет к сдвигу сроков сева яровых культур весной на более ранний срок, что позволит эффективно использовать ресурсы влаги зимне-весеннего периода,

характеризующегося наиболее интенсивным увлажнением. Увеличение потенциала тепло-влагообеспеченности периода вегетации яровой пшеницы и ячменя даст возможность перераспределить территории зернопроизводства с целью увеличения части территорий для богарного земледелия. Это обстоятельство имеет первостепенное значение для развития сельского хозяйства в условиях крайне засушливого климата Средней Азии.

Технология вероятностного прогнозирования регионального климата и построение на ее основе сценарных прогнозов изменения климатических воздействий реализованы за счет гранта Российского научного фонда (проект № 16-17-00063) в рамках оценки влияния изменений климата на сельское хозяйство Российской Федерации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Глазырина М. (2012). Адаптация к изменениям климата в Центральной Азии. — Электронный ресурс: http://cac-program.org/files/15scm/glazirina_icarda_ru.pdf.

Глазырина М., Юлдашев Т. (2014). Оценка влияния изменений климата на развитие и урожайность пшеницы. — Электронный ресурс: <http://fr.slideshare.net/ICARDA/climate-change-impact-assessment>.

Пигольцина Г. Б. (2005). Агроклиматические ресурсы / Энциклопедия климатических ресурсов Российской Федерации. — СПб: Гидрометеиздат. С. 32—42, 198—200, 220—235.

Пигольцина Г. Б. (2007). Агроклиматическое районирование / Национальный атлас России. Т. 2. Природа. Экология. — М.: ПКО «Картография». С. 184.

Селянинов Г. Т. (1928). О сельскохозяйственной оценке климата // Труды по сельскохозяйственной метеорологии. Вып. 20. С. 165—177.

Шашко Д. И. (1985). Агроклиматические ресурсы СССР. — Л.: Гидрометеиздат. 247 с.

Baidin A. V., Meleshko V. P. (2014). Response of the atmosphere at high and middle latitudes to the reduction of sea ice area and the rise of sea surface temperature // Russian Meteorology and Hydrology. № 39(6). P. 361—370. DOI: 10.3103/S1068373914060016.

Christensen J. H., Kjellstrom E., Giorgi F., Lenderink G., Rummukainen M. (2010). Weight assignment in regional climate models // *Climate Research*. V. 44. P. 179—194. DOI: 10.3354/cr00916.

IPCC (2013). *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* / T. F. Stocker, D. Qin, G. K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P. M. Midgley eds. — Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1535 p. DOI: 10.1017/CBO9781107415324.

Laprise R. (2008). Regional climate modelling // *Journal of Computational Physics*. V. 227(7). P. 3641—3666. DOI: 10.1016/j.jcp.2006.10.024|10.1016/j.jcp.2006.10.024.

Meleshko V. P., Matyugin V. A., Sporyshev P. V., Pavlova T. V., Govorkova V. A., Shkolnik I. M., Baidin A. V. (2014). MGO atmospheric general circulation model (version MGO-03 T63L25) // *MGO Proc.* V. 571. P. 5—87 (in Russian).

Rummukainen M. (2010). State-of-the-art with regional climate models / *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*. V. 1(1). P. 82—96. DOI: 10.1002/wcc.8.

Shkolnik I. M., Efimov S. V. (2015). A new generation regional climate model for northern Eurasia // *MGO Proc.* V. 576. P. 201—211 (in Russian).

Shkolnik I. M., Meleshko V. P., Pavlova T. V. (2000). Hydrodynamical limited area model for climate studies over Russia // *Rus. Meteorol. Hydrol.* V. 4. P. 32—49.

Shkolnik I. M., Meleshko V. P., Efimov S. V., Stafeeva E. N. (2012). Changes in Climate Extremes on the Territory of Siberia by the Middle of the 21st Century: An Ensemble Forecast Based on the MGO Regional Climate Model // *Rus. Meteorol. Hydrol.* V. 37(2). P. 71—84.

Shkolnik I., Pavlova T., Efimov S., Zhuravlev S. (2017). Future changes in peak river flows across northern Eurasia as inferred from an ensemble of regional climate projections under the IPCC RCP8.5 scenario / *Clim Dyn.* <https://doi.org/10.1007/s00382-017-3600-6>.

Shneerov B. E., Meleshko V. P., Matyugin V. A., Sporyshev P. V., Pavlova T. V., Vavulin S. V., Shkolnik I. M., Zubov V. A., Gavrilina V. M., Govorkova V. A. (2001). The Up-to-date Version of the MGO AGCM (version MGO-2) // *MGO Proc.* V. 550. P. 3—43 (in Russian).

van Vuuren D. P., Edmonds J. A., Kainuma M., Riahi K., Thomson A. M., Hibbard K., Hurtt G. C., Kram T., Krey V., Lamarque J.-F., Masui T., Meinshausen M., Nakićenović N., Smith S. J., Rose S. (2011). The representative concentration pathways: an overview // *Climatic Change*. V. 109. P. 5—31. DOI: 10.1007/s10584-011-0148-z.

**ФОНОВЫЙ СТРАТОСФЕРНЫЙ АЭРОЗОЛЬ
И ЕГО РАДИАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ
ПО ДАННЫМ ЛИДАРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ
В 2014—2017 гг. В ГОРОДЕ ОБНИНСКЕ**

В. А. Корицунов

Научно-производственное объединение «Тайфун»
249038 Калужская обл., г. Обнинск, ул. Победы, 4
E-mail: korshunov@rpatyphoon.ru

Поступила в редакцию 29.08.2018
Поступила после доработки 3.09.2018

Введение

Стратосферный аэрозоль является одним из важных факторов, влияющих на климат Земли. Основным источником аэрозоля в стратосфере являются вулканические извержения взрывного типа, когда непосредственно в стратосферу выбрасывается большая масса сернистых соединений, в основном SO_2 , которые затем преобразуются в капельки водного раствора серной кислоты. Вулканические извержения имеют спонтанный и непредсказуемый характер и во времени распределены достаточно неравномерно. При самых крупных извержениях в стратосферу попадают десятки мегатонн серы. Последними извержениями такого уровня были извержения вулканов Эль-Чичон (1982 г.) и Пинатубо (1991 г.). Значительно чаще происходят извержения с выбросом серы от сотен килотонн до 1—2 мегатонн. Несколько извержений такого типа наблюдались в период с 2004 по 2011 гг., что позволяет отнести этот временной интервал к периоду средней вулканической активности. И, наконец,

бывают фоновые периоды длительностью в несколько лет, когда извержений даже средней силы практически не наблюдается. Последними фоновыми периодами были 1998—2002 гг. и продолжающийся в настоящее время период, начавшийся примерно с 2012 г., когда не было ни одного извержения с массой выброса более одной мегатонны (<http://so2.gsfc.nasa.gov/measures.html>).

В фоновый период заметный вклад в образование стратосферного аэрозоля вносят источники серы антропогенного происхождения (Graf et al., 1997). Кроме сернистого аэрозоля в стратосфере присутствует аэрозоль метеорного происхождения, который обнаруживается чаще всего в виде включений в сульфатные частицы. Контактные измерения показывают наличие сажевого и органического аэрозоля и иных типов частиц, которые попадают в стратосферу от различных источников в результате процессов тропосферно-стратосферного обмена (Kremser et al., 2016).

Первичным показателем воздействия того или иного радиационного фактора на климатическую систему Земли является радиационный форсинг, то есть изменение потока излучения на определенном уровне атмосферы, вызванное воздействием этого климатического фактора. Величина форсинга считается положительной при увеличении притока лучистой энергии к Земле. Основным параметром, определяющим форсинг стратосферного аэрозоля, является его оптическая толщина и эффективный размер частиц.

Определение параметров стратосферного аэрозоля, необходимых для оценки его радиационного воздействия на климат Земли, проводится различными методами. Основные данные по микрофизическим характеристикам получены методом контактных измерений с помощью фотоэлектрических счетчиков различных типов, поднимаемых в стратосферу на летательных аппаратах. В частности, большой объем информации получен в университете Вайоминга с помощью аэростатных измерений. В настоящее время основным источником данных по оптической толщине и стратификации стратосферного аэрозоля являются спутниковые

измерения. Преимуществом спутниковых измерений является глобальный масштаб получаемых данных. В то же время существуют известные трудности с интерпретацией спутниковых измерений, связанные с необходимостью решения обратных задач, особенно в нижней стратосфере (Kremser et al., 2016). Наиболее надежным средством получения информации по аэрозолю стратосферы являются лидарные измерения. Данные лидарных измерений являются локальными, но они играют важную роль, в частности, для усовершенствования глобальных спутниковых методов. Существенное повышение значимости лидарных измерений может быть достигнуто при систематических измерениях на однотипных лидарах, составляющих лидарную сеть, таких как лидарная сеть NDACC (<http://ndacc-lidar.org/>). По состоянию на октябрь 2016 г. 19 из 31 лидаров, входящих в сеть NDACC, вели аэрозольные измерения с разной степенью регулярности. На территории России систематические лидарные измерения проводились с 1985 по 1997 гг. в Обнинске в НПО «Тайфун» (Хмелевцов и др., 1998). Эпизодические измерения в стратосфере проводятся на станциях лидарной сети стран СНГ CIS-LiNet (Долгий и др., 2013). В 1986 г. были начаты и продолжаются по сей день измерения в Томске в Институте оптики атмосферы РАН (Zuev et al., 2017). В настоящее время на территории России размещена лидарная сеть Росгидромета из семи станций, находящаяся в опытной эксплуатации. На всех станциях установлен лидар АК-3, разработанный в НПО «Тайфун». На базовой станции НПО «Тайфун» в Обнинске систематические измерения возобновлены в 2012 г. Результаты измерений, проведенных в период с 2012 до середины 2015 гг., опубликованы в работе Коршунова и Зубачева (2016). В 2013 г. на широте Обнинска на фоновый аэрозоль накладывались возмущения, связанные с падением Челябинского метеорита. В измерениях 2013 г. был перерыв, связанный с модернизацией Обнинской лидарной станции.

В настоящей работе представлены результаты непрерывной и однородной серии измерений для фонового вулканического периода с 2014 по 2017 гг. С помощью методов траекторного анализа

рассматриваются источники повышенного аэрозольного содержания в нижней стратосфере. Приводятся результаты измерений интегрального коэффициента обратного рассеяния и оценки оптической толщины стратосферного аэрозоля. В заключительной части работы рассматриваются вопросы радиационного воздействия стратосферного аэрозоля на климатическую систему Земли в различные периоды вулканической активности.

Результаты измерений

Аэрозольные измерения с помощью лидара АК-3 проводятся на длинах волн 532 и 355 нм в диапазоне высот от 10 до 65 км. На длине волны 532 нм регистрируются две компоненты сигнала обратного рассеяния, поляризованные параллельно и перпендикулярно направлению поляризации зондирующего излучения. В данной работе рассматривается стратосферный аэрозоль в слое от 10 до 30 км. Методика обработки результатов измерений в стратосфере в диапазоне высот от 10 до 30 км в целом мало отличается от традиционно используемой в лазерном зондировании, однако имеет некоторые важные особенности. Привязка сигналов по отношению обратного рассеяния проводится на высоте 30—32 км по результатам двухволнового зондирования средней атмосферы в диапазоне высот от 30 до 65 км модернизированным методом рэлеевского рассеяния, в котором одновременно определяются высотный профиль температуры и отношение обратного рассеяния на длине волны 532 нм. Решение лидарного уравнения проводится с использованием известного преобразования Фернальда итерационным методом. На каждой итерации лидарное отношение на 532 нм задается на основе оптико-микрофизической модели стратосферного аэрозоля. Это позволяет учесть аэрозольное ослабление на трассе зондирования с использованием априорной информации о стратосферном сернокислотном аэрозоле, заложенной в упомянутой аэрозольной модели. Дополнительная информация о методике обработки содержится в вышеупомянутой работе (Коршунов, Зубачев, 2016).

Пространственное разрешение по высоте, принятое при стандартной обработке, определяется текущим осреднением сигналов и составляет 450 м в диапазоне высот от 10 до 18 км и 750 м выше 18 км. Время накопления при регистрации сигналов в одном сеансе измерений составляет 1 ч. В 2014—2017 гг. проведено 112, 119, 112 и 76 измерений в год соответственно.

По данным измерений рассчитываются высотные профили коэффициента обратного аэрозольного рассеяния $\beta_a(h)$, где h — высота над уровнем моря, и отношения обратного рассеяния $R(h) = (\beta_a(h) + \beta_R(h)) / \beta_R(h)$, где $\beta_R(h)$ — коэффициент обратного рэлеевского рассеяния, который рассчитывается на основе данных радиозондирования.

Степень деполяризации $D_a(h)$ аэрозольного обратного рассеяния рассчитывается по данным поляризационных измерений на длине волны 532 нм:

$$D_a(h) = K_{ps} \cdot P_{as}(h) / P_{ap}(h),$$

где $P_{as}(h)$ и $P_{ap}(h)$ — компоненты сигналов, обусловленных аэрозольным рассеянием, с поляризацией перпендикулярной (s) и параллельной (p) поляризации зондирующего излучения; K_{ps} — константа, определяемая при калибровке поляризационных каналов лидара.

Интегрирование коэффициента $\beta_a(h)$ по высоте от h_n до h_k дает интегральный коэффициент обратного аэрозольного рассеяния V_π в слое (h_n, h_k) . Оптическая толщина слоя $\tau = V_\pi \cdot \chi$, где χ — величина, называемая лидарным отношением. При оценках оптической толщины стратосферного слоя величина χ для серноокислотного аэрозоля принимается равной 45 стер (Коршунов, Зубачев, 2016).

Далее будем рассматривать два слоя стратосферы: от уровня термической тропопаузы до 15 км (нижний) и от 15 до 30 км (верхний). При расчете V_π для нижнего слоя проводится фильтрация кристаллических аэрозольных образований, представляющих собой вершины перистых облаков, иногда проникающих выше уровня

тропопаузы. Фильтрация проводится по величине $D_a(h) > 0,2$ (Коршунов, Зубачев, 2016). С учетом вклада кристаллических образований среднегодовое V_π в отдельные годы может увеличиваться на 20 %, а τ — на 10 %. В то же время в нижнем слое, как будет показано далее, может находиться определенное количество дымовых и пылевых частиц, проникающих из тропосферы. В качестве характерной величины χ на длине волны 532 нм для пылевого аэрозоля можно принять 49 стер, а для дымового (на основе данных сети АЭРОНЕТ) — 65 стер с разбросом около 20 % относительно среднего уровня (Коршунов, 2007). С учетом присутствия таких частиц оценки τ могут возрасти в пределах 10—20 %.

Временной ход среднемесячных величин V_π для сферического аэрозоля показан на рис. 1 для нижнего (а) и верхнего слоев (б). Вертикальные штриховые линии на рис. 1 разделяют годы с 2014 по 2017. В силу соотношения $\tau = V_\pi \cdot \chi$ те же графики на рис. 1 дают одновременно и временной ход оптической толщины, причем значение 10^{-4} по оси ординат соответствует $\tau = 0,0045$. Вертикальные отрезки показывают среднеквадратические отклонения (СКВ) среднемесячных значений. Из рис. 1 видно, что в среднем в обоих слоях величина V_π колеблется около уровня 10^{-4} стер $^{-1}$. На графике временного хода для нижнего слоя (рис. 1б) видно несколько выбросов V_π при большой величине СКВ. Это означает, что в данном месяце число измерений было невелико, и при этом в отдельных случаях наблюдались величины V_π , значительно превышающие средний уровень 10^{-4} стер $^{-1}$. Те же выбросы, но с меньшей амплитудой проявляются и в верхнем слое (рис. 1а). Соотношение амплитуд выбросов V_π в двух слоях показывает, что их источником являются процессы тропосферно-стратосферного обмена.

Средние за 2014—2017 гг. значения интегральных коэффициентов обратного рассеяния и оптической толщины слоев вместе с пределами их межгодовых изменений представлены в табл. 1, из которой следует, что рассматриваемые оптические характеристики двух слоев и их межгодовые вариации практически совпадают. Межгодовые вариации лежат в пределах 20 % от среднего уровня за четыре года.

Можно сопоставить эти данные с результатами наших предыдущих измерений (Коршунов, Зубачев, 2016).

Как следует из результатов (Коршунов, Зубачев, 2016), величина B_{π} для сферического аэрозоля без учета случаев наблюдения верхушек перистых облаков от уровня тропопаузы до 30 км составила $2,3 \cdot 10^{-4}$ стер⁻¹, что в пределах межгодовых вариаций не отличается от результатов за 2014 г. Рассматриваемые оптические характеристики двух слоев и их межгодовые вариации практически совпадают.

Таблица 1

**Средние за 2014—2017 гг. значения интегральных коэффициентов
обратного рассеяния B_{π} и оптической толщины τ
для двух слоев стратосферы**

Положение слоя	$B_{\pi}, 10^{-4}$ стер ⁻¹	$\tau, 10^{-3}$
От 15 до 30 км	$1,1 \pm 0,2$	$5,1 \pm 1,1$
От уровня тропопаузы до 15 км	$1,1 \pm 0,2$	$5,0 \pm 1,0$

В отличие от межгодовых вариаций изменения обратного рассеяния в масштабах месяца, а тем более изменения высотных профилей в отдельные дни, могут быть весьма значительными. Статистическая обработка высотных профилей показывает, что в 75 % случаев средние значения величины $R(h)-1$, определяющей относительный вклад аэрозоля в обратное рассеяние, не превышает 0,1 в слое от 12 до 18 км. Такого рода профили можно отнести к фоновым, задающим некоторый характерный уровень аэрозольного содержания. В остальных 25 % случаев содержание аэрозоля повышенное, и в этих случаях, очевидно, проявляется влияние каких-то локальных источников аэрозоля. Остановимся более подробно на некоторых из этих случаев, чтобы попытаться выявить источники появления аэрозоля в стратосфере.

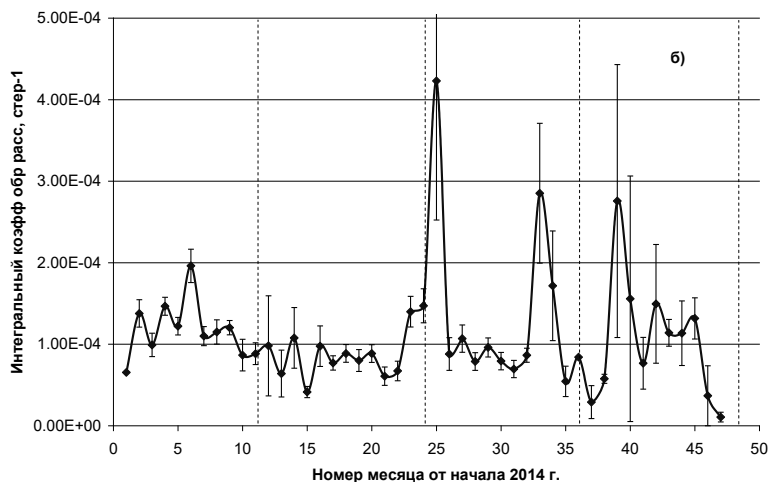
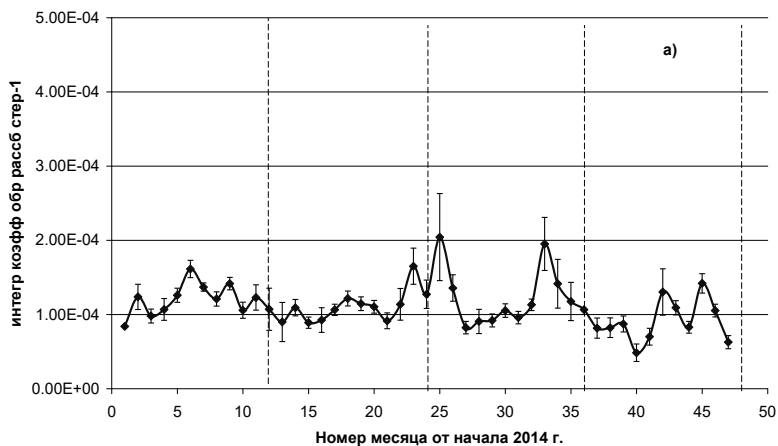


Рис. 1. Временной ход среднемесячных значений интегрального коэффициента обратного рассеяния сферического аэрозоля для двух слоев: от 15 до 30 км (а) и от тропопавузы до 15 км (б).

На рис. 2 представлены примеры характерных профилей отношения обратного рассеяния $R(h)$ и степени деполаризации $D_a(h)$.

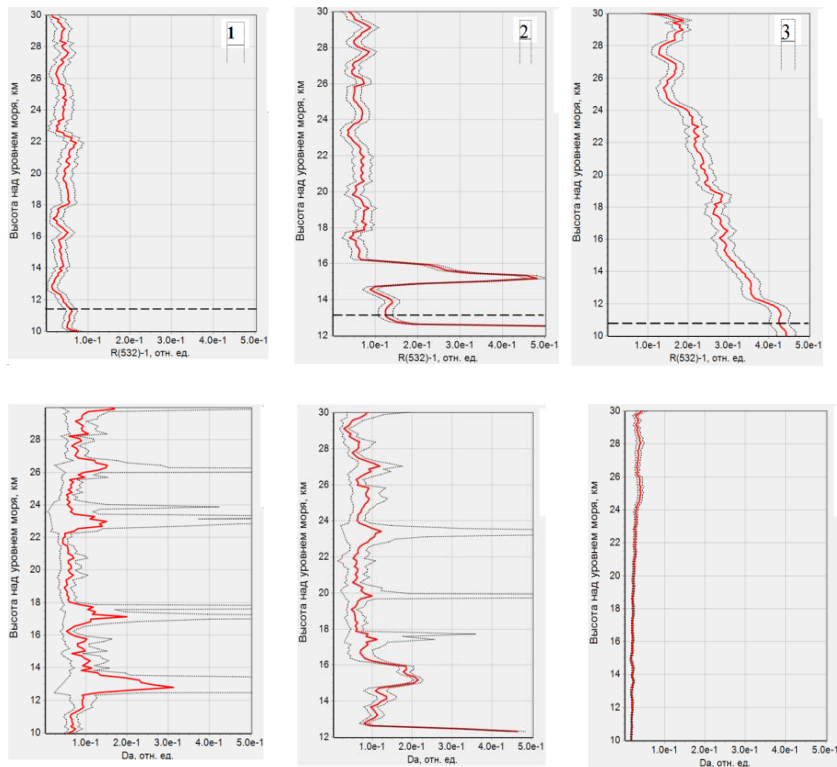


Рис. 2. Характерные высотные профили (красные линии) отношений обратного рассеяния $R(532)$ (верхняя строка) и степеней деполаризации D_a (нижняя строка) на длине волны 532 нм. Серые кривые около высотных профилей обозначают коридор погрешностей. Горизонтальные штриховые линии показывают положения тропопавзы.

В верхнем ряду показаны профили $R(h)$ -1, а под ними соответствующие профили $D_a(h)$. Горизонтальная штриховая линия показывает положение тропопаузы. Профиль № 1, полученный 16.08.17 г., является примером фоновой профиля. Из-за малости аэрозольного рассеяния на фоне рэлеевского степень деполяризации для фоновых профилей определяется с большой погрешностью, но из рисунка видно, что в среднем она меньше 0,1. Профиль № 2 от 11.09.17 г. относится к случаю выделенного аэрозольного слоя. В данном случае степень деполяризации в максимуме слоя лежит в интервале 0,1—0,2, следовательно, слой содержит довольно много несферического аэрозоля. Профиль № 3 от 15.09.16 г. демонстрирует случай сплошного заполнения нижней стратосферы аэрозолем с плавным убыванием отношения обратного рассеяния с высотой. Степень деполяризации приближается к 0, то есть аэрозоль является практически сферическим.

Исследование происхождения слоев повышенного рассеяния проводилось методом траекторного анализа с использованием открытой для публичного пользования программы HYSPLIT лаборатории NOAA (http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT_traj.php). В большинстве случаев профили типа 2 идентифицируются с природными пожарами, происходящими на территории Северной Америки и зачастую сопровождающимися возникновением пирокумулусов. Примеры таких наблюдений в июле 2014 и 2015 гг. приведены в работе (Коршунов, Зубачев, 2016). Целая серия наблюдений слоев типа 2 имела место в сентябре 2017 г. (11, 12, 15, 18 и 19 сентября).

По данным сайта (<http://cwfis.cfs.nrcan.gc.ca/maps/fm3?type=apt&year=2017&month=9&day=14>) в конце августа и первой половине сентября в Северной Америке происходили сильные лесные пожары, сопровождавшиеся образованием пирокумулусов. Даты и районы образования пирокумулусов по данным спутниковых измерений представлены на сайте Space Science & Engineering Center University of Wisconsin-Madison (<http://pyrocb.ssec.wisc.edu/>) и показаны в табл. 2.

Таблица 2

Даты и районы образования пирокумуляусов в Северной Америке

№	Дата	Координаты	Время, UTC
1	29.08.2017	Oregon 44 с.ш.; 121,1 з.д.	20:15
2	30.08.2017	Oregon 43,8 с.ш.; 121,4 з.д.	00:00
3	03.09.2017	Montana 45,3 с.ш.; 115,1 з.д.	23:00
4	03.09.2017	Montana 45,8 с.ш.; 114,9 з.д.	23:30
5	04.09.2017	British Columbia 50,2 с.ш.; 115,1 з.д.	01:00
6	04.09.2017	Oregon 45,7 с.ш.; 121,9 з.д.	23:00
7	05.09.2017	Washington State 47,4 с.ш.; 121,0 з.д.	01:00
8	13.09.2017	British Columbia 50,4 с.ш.; 110,3 з.д.	00:00

Для выяснения происхождения наблюдавшихся аэрозольных слоев были построены прямые траектории воздушных масс из области образования пирокумуляусов №№ 4 и 5 (табл. 2). Результаты представлены на рис. 3 и 4. Положение точки измерений (г. Обнинск) отмечено кружком. Из рис. 3 видно, что 10—12 сентября траектории проходили через район измерений. Часть траекторий, показанных на рис. 4, проходила в районе измерений 13—14 сентября. Отсюда следует, что аэрозольные слои, наблюдавшиеся 11—15 сентября, связаны с переносом аэрозоля лесных пожаров, происходивших в Северной Америке 03—04 сентября 2017 г.

По результатам лидарных измерений в сентябре 2017 г. можно сделать некоторые заключения по микрофизике частиц. Отношение коэффициентов обратного аэрозольного рассеяния на 355 и 532 нм меняется в указанных слоях в пределах от 1,5 до 2. Такие величины характерны для частиц субмикронного диапазона. Степень деполяризации меняется от 0,1 до 0,2. Она ниже, чем для кристаллических образований, но выше, чем для сферических.

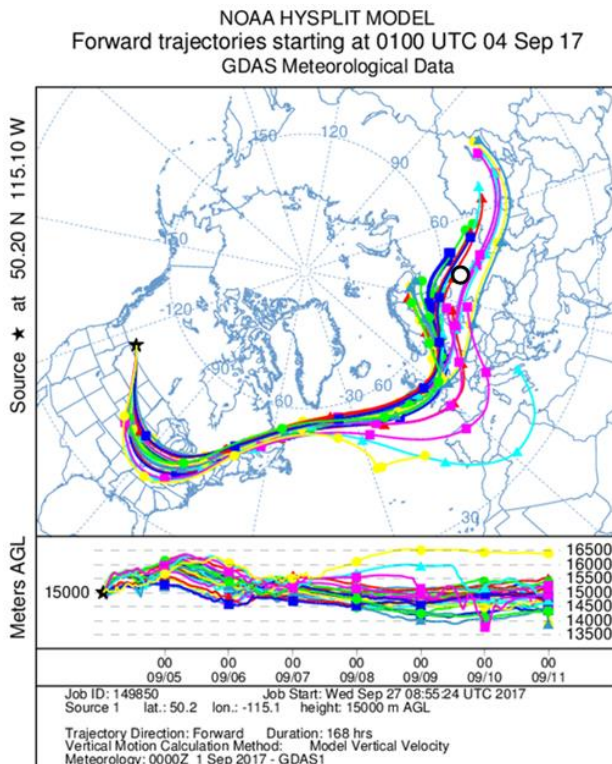


Рис. 3. Прямые траектории движения воздушных масс
из области пирокумуляюсов (звездочка)
с координатами 50,2 с. ш., 115,1 з. д. (Британская Колумбия)
к точке измерений (кружок).

Учитывая происхождение данного аэрозоля и данные известных контактных измерений (Hudson et al., 2004; Froyd et al., 2009), можно предположить, что некоторые его частицы представляют собой конгломераты, состоящие из сажевых и органических частиц (смол).

Время седиментации таких частиц составляет месяцы, к тому же частицы типа сажевых с большим коэффициентом поглощения могут быть подвержены эффекту левитации в результате воздействий

явления гравитофотофореза (Cheremisin et al., 2005) или вертикального ветра (Gryazin, Beresnev, 2011).

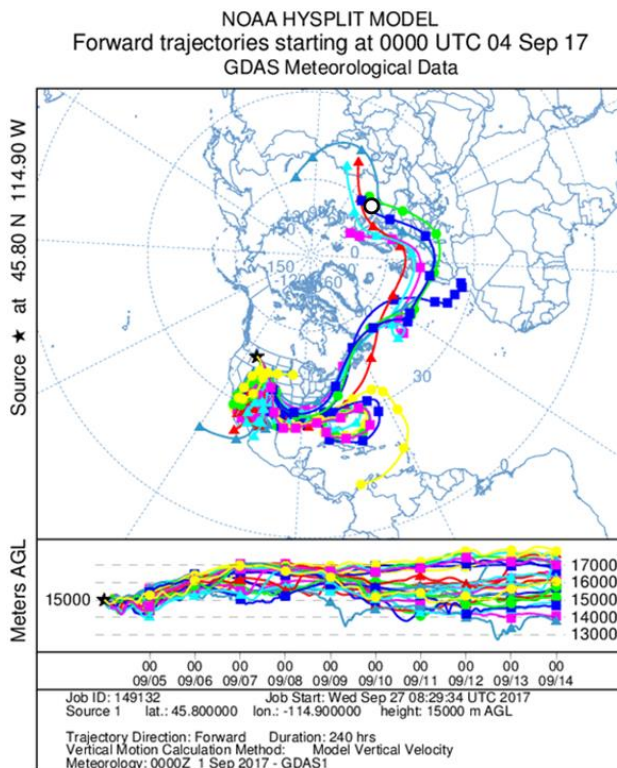


Рис. 4. Прямые траектории движения воздушных масс из области пироккумулясов (звездочка) с координатами 45,8 с. ш., 114,9 з. д. (Монтана) к точке измерений (кружок).

Повторное появление аэрозольного слоя 26.09.2017 г. на высоте 16,7 км указывает на возможное образование динамически устойчивого слоя такого рода поглощающих частиц. Фактически присутствие в той или иной степени выраженного слоя на уровне,

близком к 16 км, отмечается почти во всех измерениях сентября 2017 г.

Аэрозоль может также проникать в стратосферу в области мощных конвективных потоков. На рис. 5 показан пример слоев, наблюдавшихся над Обнинском 18 и 22 октября 2017 г.

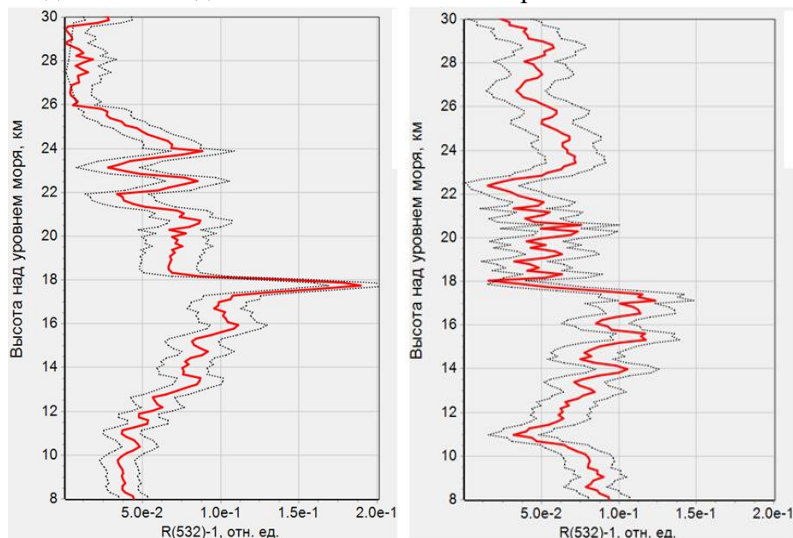


Рис. 5. Аэрозольные слои, наблюдавшиеся над г. Обнинском 18 октября (слева) и 22 октября (справа) 2017 г. после выхода в Северную Европу урагана «Офелия».

В это время наблюдался выход из Атлантики в Северную Европу урагана «Офелия». Ураган проходил над районами выноса пыли из Сахары и вблизи области лесных пожаров в Португалии. В результате конвекции, по-видимому, произошел вынос в верхние слои атмосферы дымового и пылевого аэрозоля. 13 октября ураган подошел к Ирландии, а затем через Северную Европу в ослабленном виде достиг территории РФ. Аэрозольные загрязнения наблюдались в это время визуально в виде дымки и эффекта «бронзового» солнца. Лидарные наблюдения показывают, что аэрозоль достиг и стратосферных высот.

Степень деполяризации была повышенной в диапазоне 0,2—0,3, что указывает на присутствие агрегатов пылевых либо дымовых частиц неправильной формы.

Профили типа 3 наблюдаются в различные сезоны. В одном из случаев удалось идентифицировать источник аэрозоля методом траекторного анализа. На рис. 6 показан высотный профиль, наблюдавшийся 06 сентября 2016 г.

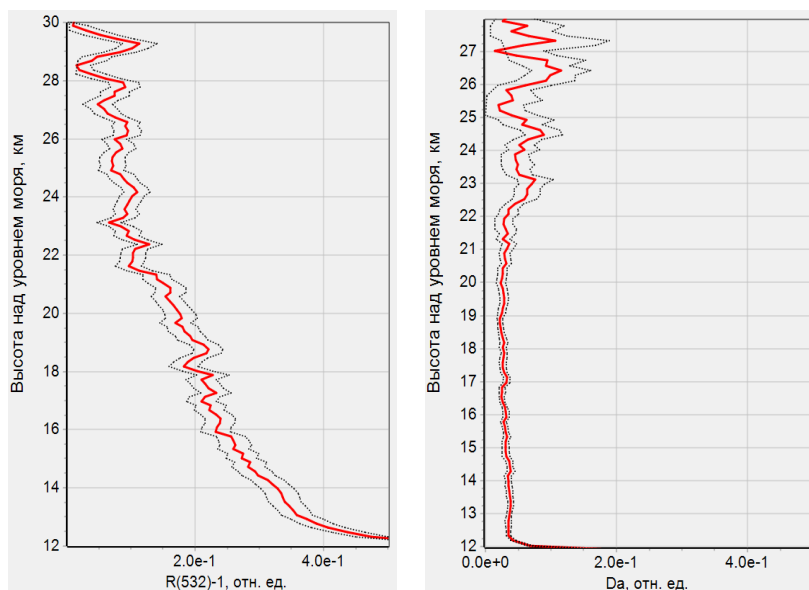


Рис. 6. Высотные профили отношения обратного рассеяния $R(532)$ (слева) и степени деполяризации D_a (справа) на длине волны 532 нм, зарегистрированные 6 сентября 2016 г. над г. Обнинском в результате переноса аэрозоля из района Флориды (см. рис. 7).

Соответствующая обратная траектория показана на рис. 7, из которого видно, что в районе Флориды 03 сентября произошел подъем воздуха из нижней тропосферы на высоту 12 км и затем его перенос струйным течением (судя по скорости переноса) в район

По иной причине произошли выбросы в марте и апреле 2017 г. (рис. 1). Как видно из рис. 1, они присутствуют лишь в нижнем слое. Здесь в ряде измерений наблюдались образования типа вершин перистых облаков, но со степенью деполяризации менее 0,2, которые по принятому условию не были отнесены к кристаллическим образованиям.

Представленные примеры показывают случаи проникновения аэрозоля в стратосферу в результате локальных процессов тропосферно-стратосферного обмена. В атмосфере подобные процессы достаточно часты и в целом вносят заметный вклад в аэрозольное наполнение нижней стратосферы (Froyd et al., 2009). По данным (Hudson et al., 2004) до 50 % аэрозоля в 2-километровом слое над тропопаузой составляют частицы тропосферного происхождения. Выше постепенно увеличивается доля сернокислотного аэрозоля.

Оценка радиационного эффекта

Радиационный эффект стратосферного аэрозоля определяется прежде всего его оптической толщиной и эффективным размером частиц. Для субмикронного аэрозоля рассеяние солнечного излучения в видимой области и поглощение в ближней инфракрасной области преобладает над поглощением уходящего теплового излучения Земли. Поэтому его радиационный форсинг является отрицательным.

Для оценок радиационного влияния стратосферного аэрозоля воспользуемся известными экспериментальными данными, полученными в ходе наблюдений за изменением радиационных и климатических параметров атмосферы после извержения вулкана Пинатубо, а также данными моделирования.

Наблюдаемые величины максимального τ после извержения вулкана Пинатубо составляли $0,20 \pm 0,05$ (Stenchikov et al., 1998; Andronova et al., 1999). В работе (Andronova et al., 1999) с использованием авторской радиационной модели проведена параметризация радиационного форсинга стратосферного аэрозоля

для вулканического извержения типа Пинатубо. Для чистого форсинга (разность между ослаблением и поглощением солнечного излучения и поглощением земного теплового излучения) получена величина форсинга на уровне тропопаузы -28τ . Для $\tau = 0,2$ получим форсинг $-5,6 \text{ Вт/м}^2$.

В работе (Yang, Schlesinger, 2002) с использованием модели общей циркуляции атмосферы проведено численное моделирование откликов атмосферы на аэрозольный вулканический форсинг и форсинг температуры поверхности моря в течение двух лет после извержения вулкана Пинатубо. Целью было разделение эффектов Эль-Ниньо и стратосферного аэрозоля. Максимальный средний глобальный форсинг имел место зимой 1991—1992 гг. и составил $-4,9 (-7) \text{ Вт/м}^2$ на поверхности и $-5,6 (-9) \text{ Вт/м}^2$ на уровне тропопаузы с учетом облачности (без учета облачности). Из этих оценок видно, что при наличии облачности эффективный коэффициент отражения стратосферного аэрозоля уменьшается. Данные численного моделирования (с учетом облачности) совпадают с оценкой по аппроксимационной формуле -28τ .

Эффект уменьшения температуры ΔT определяется как величиной форсинга, так и вторичными процессами — изменением циркуляции, разрушением озона, зависимостью от фазы квазидвухлетних осцилляций экваториального ветра. Поэтому связь ΔT и τ является не столь однозначной. Согласно (Kremser et al., 2016) по результатам моделирования и данным наблюдений близкая к глобальной ($82,5^\circ$ с. ш. — 70° ю. ш.) максимальная среднемесячная величина температурной аномалии от Пинатубо после удаления сигнала Эль-Ниньо составляла $\sim -0,6$ К. По данным (Soden et al., 2002) максимальное наблюдаемое $\Delta T = -0,5$ К, при этом с исключением влияния Эль-Ниньо величина ΔT возрастает до $-0,7$ К. Примем для дальнейших оценок $\Delta T = -0,6$ К. Отсюда по эмпирическим данным получается связь между максимальными глобальными величинами $\Delta T = -3 \tau$.

Оценка связи ΔT и τ может быть получена также по данным численного моделирования. Так в работе (Haywood et al., 2014) для

периода средней вулканической активности с 2008 по 2012 гг. получена величина $\Delta T = -(0,02...0,03)$ К при заданной величине $\tau \approx 0,004$. При этом τ определялось по данным спутниковых измерений, которые, как правило, не учитывают вклад аэрозоля нижней стратосферы. На необходимость учета аэрозоля по всей стратосфере указывалось в работе (Ridley et al., 2014). По данным различных измерений, приведенным в этой работе, в период с 2004 по 2012 гг. величина τ менялась в пределах $0,01...0,02$. Там же по результатам моделирования приводятся оценки глобального форсинга $-0,19 \pm 0,09$ Вт/м² и глобального изменения температуры $-(0,05...0,12)$ К. Приведенные результаты моделирования (Науууд et al., 2014; Ridley et al., 2014) приводят к одинаковой приближенной формуле $\Delta T = -6 \tau$. При совместном учете эмпирических данных и результатов моделирования получаем оценку температурного эффекта стратосферного аэрозоля ΔT в диапазоне $-(3...6) \tau$.

Рассмотренные выше данные и оценки сведены в табл. 3. В нижней строке таблицы даны оценки радиационного форсинга и температурного эффекта стратосферного аэрозоля для фонового периода 2014—2017 гг. на основе лидарных измерений, представленных в данной работе. Величина форсинга составляет $-0,28$ Вт/м², а температурного эффекта $-(0,03...0,06)$ К.

Сопоставим температурный эффект стратосферного аэрозоля со скоростью глобального потепления. Предположим, что в течение года в результате серии вулканических извержений средней мощности глобальная оптическая толщина стратосферного аэрозоля возрастет на величину $+0,01$. Это даст температурный эффект в диапазоне $-(0,03...0,06)$ К. В то же время скорость роста среднеглобальной приповерхностной температуры в конце прошлого столетия (до приостановки потепления в 1998 г.) составляла около $+0,015$ К/год (Мохов, Смирнов, 2018), а скорость роста среднеглобальной температуры тропосферы за период с 1979 по 2014 гг. — $+(0,011...0,019)$ К/год (Лавров, Стерин, 2017). Отсюда видно, что на временных отрезках порядка одного-двух лет даже незначительные вариации оптической толщины стратосферного аэрозоля могут

перекрывать влияние медленно меняющихся факторов, таких как рост концентрации парниковых газов или изменение температуры Северной Атлантики (атлантические мультidesятилетние осцилляции).

Таблица 3

Радиационные характеристики стратосферного аэрозоля

Период	τ	Форсинг, Вт/м^2	ΔT , К
Возмущенный: 1991—1992 гг. (извержение Пинатубо)	$0,2 \pm 0,05^{1,2)}$ (от 15 км)	$-5,6^{1,3)}$	$-(0,5 \dots 0,7)^{6)}$ $-0,6^{4)}$
Фоновый: 1995—2002 гг.	$0,004 \pm 0,002^{4)}$ (от 15 км)		
Средняя вулканическая активность: 2004—2013 гг.	$0,01 \dots 0,02^{5)}$ (от тропопаузы) $0,004^{7)}$ (от 15 км)	$-0,19 \pm 0,09^{5)}$	$-(0,05 \dots 0,12)^{5)}$ $-(0,02 \dots 0,03)^{7)}$
2008—2012 гг. Фоновый: 2014—2017 гг.	$0,01$ (от тропопаузы)	$-28\tau = -0,28$	$-(3 \dots 6)\tau =$ $-(0,03 \dots 0,06)$

Примечание: ¹⁾ Andronova et al., 1999;

²⁾ Stenchikov et al., 1998;

³⁾ Yang, Schlesinger, 2002;

⁴⁾ Kremser et al., 2016;

⁵⁾ Ridley et al., 2014;

⁶⁾ Soden et al., 2002;

⁷⁾ Haywood et al., 2014.

Заключение

В работе представлены результаты лидарного мониторинга стратосферного аэрозоля в фоновый вулканический период 2014—2017 гг. над г. Обнинском. В ряде случаев зафиксировано

появление слоев повышенного рассеяния, связанных с переносом аэрозоля из области лесных пожаров в Северной Америке. Наблюдались также случаи появления аэрозоля в стратосфере под влиянием мощных конвективных процессов. В среднем за рассматриваемый период интегральный коэффициент обратного аэрозольного рассеяния в слое от тропопаузы до 30 км составил $2,2 \cdot 10^{-4}$ стер⁻¹. При этом относительный вклад нижнего слоя стратосферы от тропопаузы до 15 км (без учета вклада вершин перистых облаков) составлял 50 % от общей величины интегрального коэффициента обратного рассеяния. Тем самым подтверждается необходимость учета этого слоя стратосферы при определении оптических интегральных характеристик стратосферного аэрозоля, на что ранее указывалось в (Ridley et al., 2014).

С использованием литературных данных проведены оценки радиационных параметров стратосферного аэрозоля. При оптической толщине аэрозольного слоя 0,01 радиационный форсинг составляет $-0,28$ Вт/м², а возможный температурный эффект $-(0,03...0,06)$ К при условии, что указанная оптическая толщина имеет глобальный масштаб. Отсюда следует, что при увеличении оптической толщины аэрозоля на величину порядка фоновой в настоящее время его отрицательный температурный эффект на интервале в несколько лет может компенсировать ежегодный прирост температуры $\sim 0,02$ К/год, наблюдающийся в процессе глобального потепления.

Основные данные о характеристиках стратосферного аэрозоля в глобальном масштабе поставляют спутниковые измерения. Однако с конца 2005 г. спутниковые аэрозольные измерения осуществляются только приборами GOMOS (2002—2012 гг.) и OSIRIS (по настоящее время) (Kremser et al., 2016). Измерения данными приборами ниже 15 км часто отсутствуют в средних и высоких широтах (Kremser et al., 2016). По данным (Fromm et al., 2014) примерно половина измерений OSIRIS в период средней вулканической активности в 2010—2012 гг. имела нижнюю границу от 13,5 до 15,5 км в широтном поясе от 50 до 80° с. ш., то есть лежащий ниже аэрозоль не был представлен в этих измерениях.

Поэтому спутниковые измерения должны корректироваться и дополняться другими видами измерений, в частности, лидарными. В этой связи большое значение имело бы проведение систематических измерений на лидарной сети Росгидромета.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Долгий С. И., Бурлаков В. Д., Макеев А. П., Невзоров А. В., Шмирко К. А., Павлов А. Н., Столярчук С. Ю., Букин О. А., Чайковский А. П., Осипенко Ф. П., Трифонов Д. А. (2013). Аэрозольные возмущения стратосферы после извержения вулкана Гримсвотн (Исландия, май 2011 г.) по данным наблюдений станций лидарной сети стран СНГ CIS-LiNet в Минске, Томске и Владивостоке // *Оптика атмосферы и океана*. Т. 26. № 7. С. 547—552.

Кориунов В. А. (2007). О восстановлении интегральных параметров тропосферного аэрозоля по данным двухволнового лидарного зондирования // *Известия РАН. ФАО*. Т. 43. № 5. С. 1—16.

Кориунов В. А., Зубачев Д. С. (2016). Характеристики стратосферного аэрозоля по данным лидарных измерений над г. Обнинском в 2012—2015 гг. // *Оптика атмосферы и океана*. Т. 29. № 12. С. 1034—1042.

Лавров А. С., Стерин А. М. (2017). Результаты сопоставления рядов температуры свободной атмосферы по данным радиозондовых и спутниковых измерений // *Метеорология и гидрология*. № 2. С. 30—44.

Мохов И. И., Смирнов Д. А. (2018). Оценки вклада Атлантической мультисекулярной осцилляции и изменений атмосферного содержания парниковых газов в тренды приповерхностной температуры по данным наблюдений // *Доклады Академии Наук*. Т. 480. № 1. С. 97—102.

Хмелевцов С. С., Кауфман Ю. Г., Кориунов В. А., Светогоров Е. Д., Хмелевцов А. С. (1998). Лазерное зондирование атмосферных параметров на Обнинской лидарной станции НПО «Тайфун» / В сб.: *Вопросы физики атмосферы*. — СПб: Гидрометеонаиздат. С. 358—392.

Air Resources Laboratory. Transport & Dispersion Modeling. HYSPLIT. [Электронный ресурс] URL: http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT_traj.php.

Andronova N. G., Rozanov E., Yang F., Schlesinger M. E., Stenchikov G. L. (1999). Radiative forcing by volcanic aerosols from 1850 through 1994 // *J. Geophys. Res.* V. 104. P. 16,807—16,826.

Cheremisin A. A., Vassilyev Yu. V., Horvath H. (2005). Gravitophoresis and aerosol stratification in the atmosphere // *Aerosol Science*. V. 36. P. 1277—1299.

Fromm M., Kablick III G., Nedoluha G., Carboni E., Grainger R., Campbell J., Lewis J. (2014). Correcting the record of volcanic stratospheric aerosol impact: Nabro and Sarychev Peak // J. Geophys. Res. Atmos. V. 119. P. 10,343—10,364. DOI: 10.1002/2014JD021507.

Froyd K. D., Murphy D. M., Sanford T. J., Thomson D. S., Wilson J. S., Pfister L., Lait L. (2009). Aerosol composition of the tropical upper troposphere // Atmos. Chem. Phys. V. 9. P. 4363—4385.

Graf H.-E., Feichter J., Langmann B. (1997). Volcanic sulfur emissions — Estimates of source strength and its contribution to the global sulfate distribution // J. Geophys. Res. V. 102. № D9. P. 10,727—10,738.

Gryazin V. I., Beresnev S. A. (2011). Influence of vertical wind on stratospheric aerosol transport // Meteorol. Atmos. Phys. V. 110. P. 151—162. DOI:10.1007/s00703-010-0114-8.

Haywood J. M., Jones A., Jones G. S. (2014). The impact of volcanic eruptions in the period 2000—2013 on global mean temperature trends evaluated in the HadGEM2-ES climate model // Atmospheric Science Letters. V. 15. P. 9296. DOI: 10.1002/asl2.471.

Hudson P. K., Murphy D. M., Cziczo D. J., Thomson D. S., de Gouw J. A., Warneke C., Holloway J., Jost H.-J., Hübner G. (2004). Biomass-burning particle measurements: Characteristic composition and chemical processing // J. Geophys. Res. V. 109. D23S27. DOI: 10.1029/2003JD004398.

Kremser S., Thomason L. W., von Hobe M. et al. (2016). Stratospheric aerosol-Observations, processes and impact on climate // Reviews of Geophys. V. 54. P. 278—335. DOI: 10.1002/2015RG000511.

Long-term volcanic SO₂ emissions. NASA. Goddard Space Flight Center [Электронный ресурс] URL: <http://so2.gsfc.nasa.gov/measures.html>.

Network for the Detection of Atmospheric Composition Change lidar working group. [Электронный ресурс] URL: <http://ndacc-lidar.org/>.

Ridley D. A., Solomon S., Barnes J. E., Burlakov V. D., Deshler T., Dolgii S. I., Herber A. B., Nagai T., Neely R. R., Nevzorov A. V., Ritter C., Sakai T., Santer B. D., Sato M., Schmidt A., Uchino O., Vernier J. P. (2014). Total volcanic stratospheric aerosol optical depths and implications for global climate change // Geophys. Res. Lett. V. 41 (22). P. 7763—7769. DOI: 10.1002/2014GL061541.

Soden B. J., Richard T., Wetherald R. T., Stenchikov G. L., Robock A. (2002). Global Cooling After the Eruption of Mount Pinatubo: A Test of Climate Feedback by Water Vapor // Science. V. 296. P. 727—730.

Space Science & Engineering Center University of Wisconsin-Madison [Электронный ресурс] URL: <http://pyrocb.ssec.wisc.edu/>.

Stenchikov G. L., Kirchner I., Robock A., Hans F., Graf H.-E., Antuña J. C., Grainger R. G., Lambert A., Thomason L. (1998). Radiative forcing from the 1991 Mount Pinatubo volcanic eruption // *J. Geophys. Res.* V. 103. № D12. P. 13,837—13,857.

Yang F., Schlesinger M. E. (2002). On the surface and atmospheric temperature changes following the 1991 Pinatubo volcanic eruption: A GCM study // *J. Geophys. Res.* V. 107. № D8. 10.1029JD000373.

Zuev V. V., Burlakov V. D., Nevzorov A. V., Pravdin V. L., Savelieva E. S., Gerasimov V. V. (2017). 30-year lidar observations of the stratospheric aerosol layer state over Tomsk (Western Siberia, Russia) // *Atmos. Chem. Phys.* V. 17. P. 3067—3081. DOI: 10.5194/acp-17-3067-2017.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ ВОЗДЕЙСТВИЯ ГИГРОСКОПИЧЕСКИМИ И ЛЬДООБРАЗУЮЩИМИ РЕАГЕНТАМИ НА КОНВЕКТИВНОЕ ОБЛАКО

Л. К. Белова, А. С. Дрофа

Научно-производственное объединение «Тайфун»
249038 Калужская обл., г. Обнинск, ул. Победы, 4
E-mail: adrofa@rpatyphoon.ru

Поступила в редакцию 3.09.2018
Поступила после доработки 17.09.2018

Введение

Для искусственного регулирования осадков из конвективных облаков используются методы воздействия на них гигроскопическими и льдообразующими реагентами. Гигроскопические реагенты использовались в ряде международных проектов для получения дополнительных осадков из конвективных облаков (Mather et al., 1997; Silverman and Sukarnjanaset, 2000; Шметер, Берюлев, 2005). Результаты экспериментальных работ по искусственному регулированию осадков из конвективных облаков с применением льдообразующих реагентов представлены в работах (Довгалюк и др., 1998; Корниенко, 1982; Прихотько, 1968; Колосков и др., 2012).

Коллективами НИУ Росгидромета разработана трехмерная численная модель осадкообразующего конвективного облака (Веремей и др., 2016). Одной из основных областей применения данной модели является исследование методов воздействия на облака с целью получения дополнительных осадков. С использованием этой модели в работе (Белова, Дрофа, 2016) исследована эффективность воздействия гигроскопическими реагентами при различных режимах ввода реагента в облако в различных атмосферных условиях. В работе (Владимиров, Пастушков, 2016) с использованием 3-мерной модели

показана возможность получения дополнительных осадков из конвективных облаков при использовании льдообразующих реагентов и комплексного метода воздействия (т. е. при совместном использовании гигроскопических и льдообразующих реагентов). Однако в этой работе не рассмотрены возможности этих методов при различных атмосферных условиях и не показаны условия получения максимального эффекта воздействия.

В настоящей работе по результатам численного моделирования проведен анализ процессов осадкообразования в конвективных облаках при воздействии гигроскопическими и льдообразующими реагентами и комплексным методом, определены оптимальные режимы ввода реагентов в облако для получения максимально возможного количества дополнительных осадков. Проведено также сравнение эффективности использования гигроскопических и льдообразующих реагентов для получения дополнительных осадков из конвективных облаков.

1. Параметры численного моделирования облаков

В настоящей работе проведено исследование активных воздействий на конвективные облака континентального происхождения, которые при их естественном развитии дают относительно слабые или умеренные осадки. Для таких облаков проблема получения дополнительных осадков наиболее актуальна.

Параметры моделируемых облаков определяются задаваемой стратификацией температуры и влажности в атмосфере. При численном моделировании облаков использовались вертикальные профили температуры и влажности, показанные на рис. 1а. Эти данные являются типичными для условий формирования внутримассовой конвективной облачности в летний период года на Северо-западе и в Северокавказском регионе России. Для северо-западного региона использовались данные, приведенные в (Синькевич, 2001; Довгалюк и др., 2016). Для Северокавказского

региона использовались данные станции аэрологического зондирования (Минеральные Воды), полученные 05.07.2016 г.

Влагосодержание столба атмосферы, рассчитанное по профилям 1 и 2 на рис. 1а, составляет 41 и 31 мм слоя осажденной воды соответственно. В первом случае высота уровня конденсации, определяющая нижнюю границу облаков, составляет 1,0 км, во втором — 2,2 км. Величины доступной конвективной потенциальной энергии атмосферы *CAPE* (Doswell, Schultz, 2006), рассчитанные по температурным профилям рис. 1а, составляют 620 и 1066 Дж/кг соответственно. Представленные характеристики стратификации атмосферы свидетельствуют об атмосферных условиях, благоприятных для развития глубокой конвекции, и предполагают возможность образования сильных осадков.

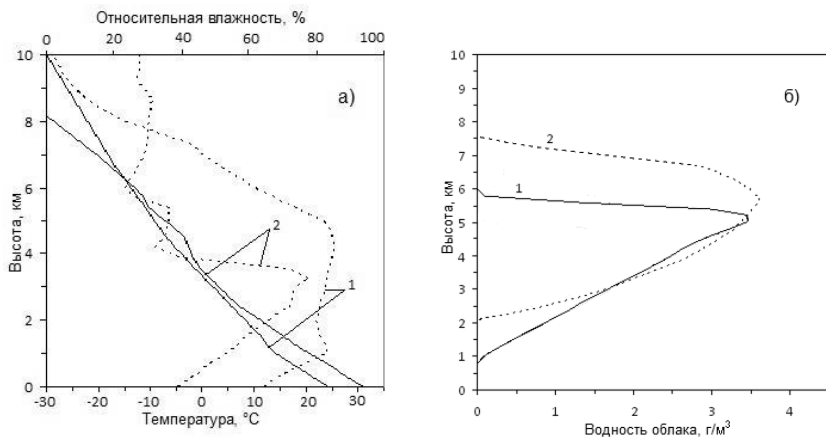


Рис. 1. Вертикальные профили (а) температуры (сплошные кривые, шкала внизу) и относительной влажности воздуха (штриховые кривые, шкала вверху) и водности облачных капель (б) в моделируемых облаках мощностью 4,7 км (1) и 5,4 км (2).

В результате использования представленных данных при численном моделировании реализовывались облака мощностью 4,7 и 5,4 км. Вертикальные профили водности облачных капель в

моделируемых облаках приводятся на рис. 16. Профили получены в центре моделируемых облаков в момент времени их максимального развития. Верхняя граница более мощного облака достигала 7,5 км. Из этого облака при его естественном развитии выпадают осадки в виде дождя и града. Верхняя граница облака меньшей мощности не превышала 6 км. Из этого облака выпадают осадки в виде дождя.

В 3-мерной численной модели конвективного облака используется параметрическое описание микрофизических процессов в облаке, где облачные частицы подразделяются на фракции: облачные капли и ледяные частицы, дождевые капли и град (Веремей и др., 2016). Для инициализации конвекции в модели в начальный момент времени задается ограниченная область перегрева воздуха вблизи подстилающей поверхности. Его величина вычисляется по методике (McNider, Kopp, 1990) и определяется тепловым потоком с подстилающей поверхности. Для моделирования облаков северо-западного региона диаметр пятна перегрева в форме круга равнялся 1,5 км, а для Северокавказского региона — 3,2 км. Моделирование различной мощности облаков осуществлялось выбором величины теплового потока с подстилающей поверхности. При моделировании облаков северо-западного региона величина среднего теплового потока с подстилающей поверхности составляла 150 Вт/м², а Северокавказского региона — 35 Вт/м². Столь значительное отличие данных величин объясняется, очевидно, существенным различием доступной конвективной потенциальной энергии атмосферы в различных регионах — чем больше величина *CAPE*, тем меньше должно быть первоначальное тепловое возмущение для инициализации конвекции в атмосфере.

Размеры расчетной области, в которой моделировалось облака северо-западного региона, составляли: $0 < x, y < 10$ км и $0 < z < 12$ км. Пространственный шаг — 200 м. Моделирование облаков Северокавказского региона осуществлялось в расчетной области $0 < x, y < 18$ км и $0 < z < 12$ км с пространственным шагом 300 м. При расчетах для всех облаков использовался постоянный шаг по времени, равный 0,3 с.

2. Воздействие льдообразующим реагентом на конвективное облако

Воздействие льдообразующими реагентами на конвективное облако для получения дополнительных осадков заключается во введении льдообразующих ядер кристаллизации в переохлажденную часть облака, где облачные капли превращаются в ледяные частицы (градины) и становятся дополнительными зародышами частиц осадков. Дальнейшая эволюция этих частиц, наряду с эволюцией других облачных фракций, определяется микрофизическими процессами в облаке. Увеличение осадков при воздействии происходит за счет увеличения числа зародышей осадков, которых в облаке при его естественном развитии содержится малое количество.

В настоящей работе реализовано моделирование воздействия на конвективное облако льдообразующими частицами AgI, являющимися продуктом горения пиротехнического состава АД-1 (Колосков и др., 2012; Петрунин и др., 2011), содержащего 8 % активного вещества AgI. Данный состав широко используется в противоградовых работах в России. Выход льдообразующих частиц для данного состава при температурах ниже -12°C составляет $2 \cdot 10^{13}$ частиц на 1 г состава. При повышении температуры до -6°C выход активных частиц понижается на порядок. Верхним температурным порогом «срабатывания» состава АД-1 принимается температура -3°C , где выход активных частиц составляет $9 \cdot 10^{10} \text{ г}^{-1}$. Данная температурная зависимость выхода активных частиц учитывается в модельных расчетах.

Моделирование воздействия льдообразующими частицами осуществляется тем, что в переохлажденной части облака, куда вводятся ядра кристаллизации, определенная часть облачных капель преобразуется в ледяные частицы. Количество таких капель зависит от концентрации вводимых ядер кристаллизации, которая определяется массой вводимого реагента и температурной зависимостью выхода активных частиц. Концентрация облачных капель в облаке полагается равной 1000 см^{-3} — характерная величина для конвективных облаков континентального типа. Предполагается,

что ввод частиц AgI в облачную среду осуществляется достаточно медленно, чтобы их число не превышало концентрацию облачных капель. По результатам расчетов оптимальное время введения льдообразующих частиц в заданную область пространства обычно составляет 2—3 мин.

При численном моделировании воздействия ввод реагента производится в переохлажденную часть облака, т. е. в области облака, близкие к его вершине. Толщина слоя, куда вводится реагент, равна пространственному шагу сетки расчетной области. Горизонтальные размеры области воздействия в центре моделируемого облака варьировались в пределах от 800 до 1800 м. Время ввода реагента в облако определяется моментом времени максимального развития облака, когда его мощность максимальна. На рис. 2 показаны вертикальные сечения удельного содержания облачных капель в моделируемых облаках и отмечены области, куда вводится реагент.

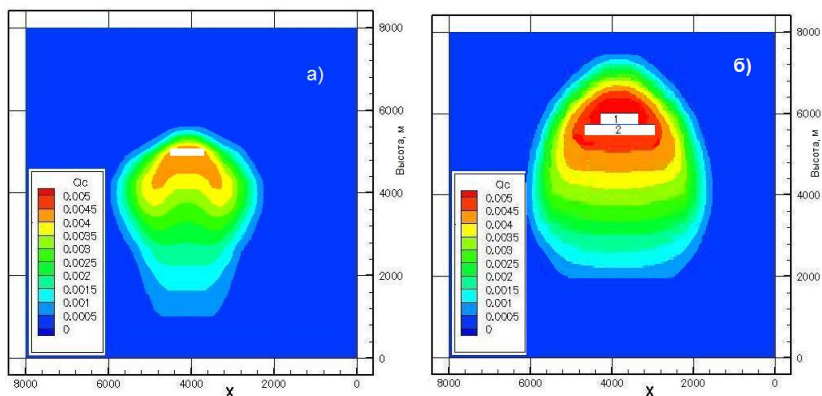


Рис.2. Вертикальные сечения содержания облачных капель в облаке мощностью 4,7 (а) и 5,4 км (б).

Временной ход интенсивности осадков на земле под облаком мощностью 4,7 км при воздействии льдообразующим реагентом массой 50 кг показан на рис. 3. Реагент вводится в облако на высоте

5 км на площади с горизонтальными размерами 800×800 м. Ввод реагента производится на 24 мин — в момент времени максимального развития облака, до начала формирования осадков в облаке. Здесь и далее время отсчитывается от момента образования облака. Как видно из рис. 3, дождь из этого облака начинает выпадать на 30-й минуте.

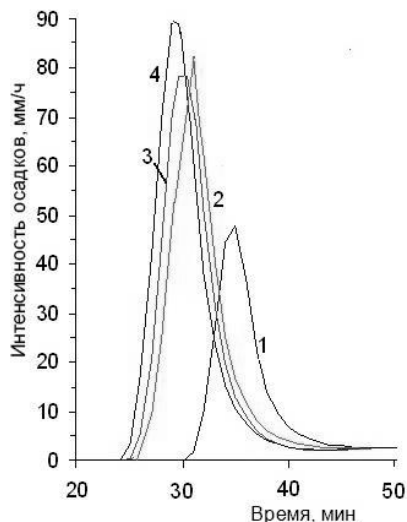


Рис. 3. Временной ход интенсивности суммарных осадков из облака мощностью 4,7 км: без воздействия (1), при воздействии льдообразующим (2), гигроскопическим (3), и комплексным методом (4).

Суммарное количество осадков, выпавших из фоновое облака (без воздействия), составляет 5,1 мм. Воздействие льдообразующим реагентом приводит к более раннему выпадению осадков и к увеличению их интенсивности и суммарного количества. В данном случае из облака выпадает 8 мм осадков, т. е. в результате воздействия получается около 2,9 мм дополнительных осадков. Полная масса дождевой воды, выпавшей из фоновое облака, составляет 18,7 тыс. т.

Полная масса дождевой воды из облака при воздействии — 19,8 тыс. т. Таким образом, в данном случае в результате воздействия получается 1,1 тыс. тонн дополнительной воды. При воздействии на облако мощностью 5,4 км льдообразующим реагентом массой 50 кг выпадает 3,8 мм дополнительных осадков. Масса дополнительных осадков при этом значительно больше, чем в предыдущем случае — более 7,4 тыс. т.

По результатам численных расчетов установлено, что для достижения положительного эффекта воздействия (получение дополнительных осадков) льдообразующий реагент необходимо вводить в переохлажденную часть облака, где температура не превышает -9°C . Разумеется, этот вывод относится к использованию пиротехнического состава АД-1, в котором выход активных частиц при температурах выше -9°C не превышает величину $1 \cdot 10^{12} \text{ г}^{-1}$. Результаты расчетов показывают также, что дополнительные осадки могут быть получены из облаков мощностью не менее 4 км, в которых водность переохлажденных облачных капель составляет величину не менее 3 г/м^3 . Так проведенные нами расчеты воздействия льдообразующим реагентом на облако мощностью 4 км, водность переохлажденных облачных капель в котором составляла $2,4 \text{ г/м}^3$, а температура на уровне ввода реагента $-8,5^{\circ}\text{C}$, показали, что введение даже весьма значительного количества льдообразующего реагента не приводит к появлению значительных дополнительных осадков.

Эффект воздействия льдообразующим реагентом проявляется в том, что часть облачных капель преобразуется в осадки в виде градин. При этом в области воздействия водность облачных капель может уменьшиться в 2—3 раза. После воздействия водность облачных капель во всем облаке также становится меньше, чем в фоновом облаке. Для получения максимального эффекта воздействия ввод реагента в облако необходимо проводить до начала формирования осадков в облаке, в момент времени максимального развития облака, когда водность облачных капель наибольшая. При более раннем вводе водность облачных капель еще не достигает величин, при которых получается достаточное количество зародышей осадков (замерзших облачных капель). При более позднем времени ввода формирующиеся

в облаке естественным путем осадки понижают количество облачных капель, что также уменьшает число дополнительных зародышей осадков.

На рис.4 показаны профили распределения суммарных осадков на земле, выпадающих из облака мощностью 4,7 км. Кривой 3 на рисунке показано распределение осадков при введении в облако 50 кг льдообразующего реагента. Как видно из рисунка, при воздействии льдообразующим реагентом основная масса осадков локализуется в центре распределения. При этом дополнительные осадки (за счет воздействия) формируются под зоной введения реагента, в центральной части облака. Кривой 3а показано распределение осадков при введении в облако 25 кг реагента. В этом случае из центральной части облака выпадает большее количество осадков, чем в фоновом облаке, но общее количество осадков из всего облака оказываются практически таким же, как и в фоновом облаке. Таким образом, эффект воздействия льдообразующим реагентом проявляется в центральной наиболее водной части облака. В областях, удаленных от центральной части, эффект воздействия практически не наблюдается.

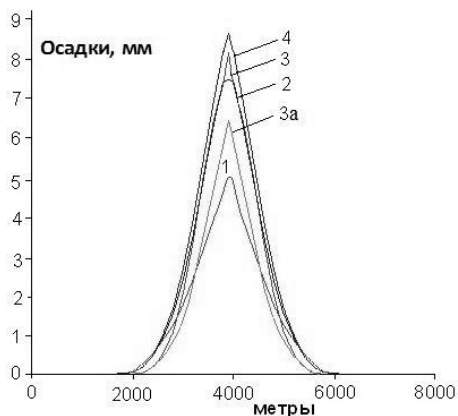


Рис. 4. Профили распределения осадков, выпадающих из облака мощностью 4,7 км без воздействия (1) и при воздействии гигроскопическим (2), льдообразующим (3) и комплексным методом (4).

Высота уровня засева облаков льдообразующими частицами определяется температурой воздуха, при которой выход активных частиц для используемого реагента достаточен для получения значимого эффекта воздействия. Как видно из рис. 2а, в облаке мощностью 4,7 км переохлажденная часть облака вблизи его вершины имеет ограниченные горизонтальные размеры, которые и определяют горизонтальные размеры зоны воздействия. В облаке мощностью 5,4 км (см. рис. 2б) максимальная водность облачных капель находится на уровне 5,7 км. Температура воздуха на этом уровне $-13,4^{\circ}\text{C}$. При введении льдообразующих частиц на этом уровне на площади с горизонтальными размерами 900×900 м (область 1 на рис. 2б) из облака выпадает 59 тыс. т осадков при расходе реагента 50 кг. Такое же количество осадков при таком же расходе реагента может быть получено при введении льдообразующих частиц на уровне 5,4 км на площади с горизонтальными размерами 1800×1800 м (область 2 на рис. 1б). На данной высоте температура воздуха равна $-10,6^{\circ}\text{C}$. Следует отметить, что в последнем случае значительное количество дополнительных осадков может быть получено при существенно меньших расходах реагента. При расходе реагента 25 кг в результате воздействия из облака выпало 56 тыс. т осадков, т. е. — на 5,4 тыс. т больше, чем в случае без воздействия.

3. Анализ осадкообразования в облаке при воздействии льдообразующим реагентом

Используя результаты численного моделирования, проанализируем процесс осадкообразования в конвективном облаке при его естественном развитии и при воздействии льдообразующим реагентом. Для этого рассмотрим изменение в процессе эволюции облака содержания водяного пара и облачных частиц в вертикальном столбе атмосферы, расположенного в центре моделируемого облака.

Результаты расчетов параметров, характеризующих эффективность осадкообразования для моделируемых облаков при их

естественном развитии и при активных воздействиях, приводятся в таблице. Результаты расчетов приводятся при расходе солевого порошка — 24 кг, льдообразующего реагента — 50 кг.

Таблица

**Характеристики облаков без воздействия (Ф)
и при воздействии льдообразующим реагентом (Л),
солевым порошком (С), комплексным методом (К)**

Мощность облака Характеристики		4,7 км				5,4 км			
		Ф	Л	С	К	Ф	Л	С	К
1	Водность ^{*)} облачных капель, г/м ³	3,5	3,2	2,8	2,7	3,7	3,5	2,8	2,7
2	Водность ^{*)} дождевых капель, г/м ³	1,9	3,0	2,9	3,3	3,9	4,2	4,0	4,4
3	Ледность ^{*)} града, г/м ³	1,1	1,9	1,5	2,1	4,0	4,3	3,8	4,4
5	Макс. интенсивность дождя, мм/час	47,0	79,6	74,0	85,9	107	114	108	110
6	Макс. интенсивность града, мм/час	2,0	5,1	4,2	5,5	32,2	36,5	32,1	34,2
7	Осадки ^{**)} , мм	5,1	8,0	7,4	8,6	10,3	14,1	14,8	15,3
8	Масса дождя, тыс. т	18,6	19,5	24,0	24,1	48,5	55,2	61,8	66,0
9	Масса града, тыс. т	0,1	0,28	0,23	0,36	3,1	3,8	3,7	4,2
10	Влагозапас, мм	21	21	21	21	47	47	47	47
11	Водозапас облака, мм	11,0	14,4	14,7	15,5	25,0	29,0	30,5	31,5
12	Доля частиц осадков в водозапасе облака	0,40	0,61	0,58	0,66	0,68	0,79	0,75	0,79
13	Водозапас/влагозапас	0,52	0,68	0,70	0,74	0,53	0,62	0,65	0,67
14	Осадки/водозапас	0,38	0,55	0,50	0,55	0,41	0,49	0,48	0,49
15	Осадки/влагозапас	0,19	0,37	0,35	0,41	0,22	0,30	0,31	0,34

Примечание:

^{*)} максимальные величины за время эволюции облака,

^{**)} суммарные осадки в центральной части облака.

Как отмечалось выше, влагосодержание вертикального столба атмосферы единичного сечения при формировании облака мощностью 4,7 км составляет 41 мм слоя осажденной воды. В процессе развития облака влагосодержание внутри его увеличивается за счет вовлечения в него водяного пара из окружающего пространства. В момент достижения облаком максимальной мощности влагосодержание столба воздуха в нем достигает максимального значения 62 мм. Т. е. для его образования этого облака «израсходовано» водяного пара массой, равной массе осажденного слоя воды толщиной 21 мм. Будем в дальнейшем называть эту величину «влагозапасом облака» (Белова, Дрофа, 2017). В процессе эволюции облака, после выпадения осадков и разрушения облака, влагозапас облака спадает до нуля, а влагосодержание столба атмосферы уменьшается до первоначальных значений.

Рассмотрим процесс осадкообразования в столбе атмосферы единичного сечения, расположенного в центре облака мощностью 5,4 км. Влагозапас этого облака равен 47 мм. На рис. 5 приводятся результаты расчета содержания в вертикальном столбе атмосферы (в мм слоя осажденной воды) облачных капель и осадков (в виде дождя и града). Сплошными кривыми показано изменение во время эволюции облака содержания облачных частиц при естественном развитии облака и штриховыми — при воздействии льдообразующим реагентом. Как видно из рис. 5, при формировании облака вследствие процессов конденсации водяного пара содержание облачных капель увеличивается до определенного уровня, определяемого динамикой развития облака и его микрофизическими характеристиками. В данном случае максимальное значение содержания облачных капель в фоновом облаке достигает 11,9 мм. Процесс увеличения массы облачных капель прекращается с началом образования осадков на 23 минуте развития облака. Максимальное значение содержания осадков составляет 17 мм на 30-й минуте развития облака. С этого момента времени осадки начинают выпадать на землю. Суммарная величина содержания облачных капель и осадков определяют водозапас облака, т. е. — наибольшую массу воды, которая

образовалась вследствие конденсации водяного пара в облаке. В данном случае водозапас облака равен 25 мм. Осадки из этого облака достигают поверхности земли на 30-й минуте эволюции облака. С этого момента времени водозапас облака начинает уменьшаться вследствие выпадения осадков из облака. Величина отношения «водозапас/влажозапас» характеризует эффективность преобразования водяного пара в осадки. Для данного облака эта величина оказалась равной 0,53, т. е. в осадки преобразовалось 53 % поступившего в облако водяного пара.

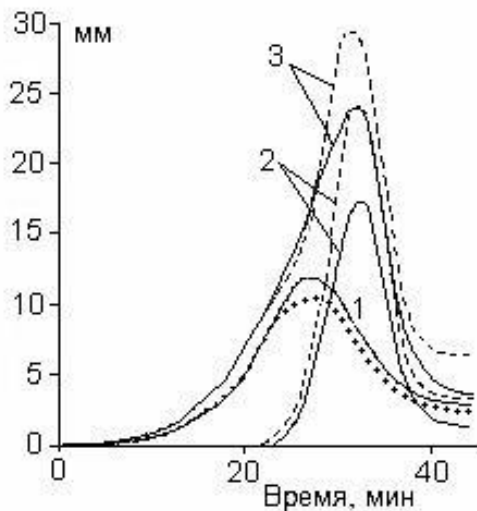


Рис. 5. Временной ход изменения содержания облачных капель (1), осадков (2) и водозапаса (3) в столбе атмосферы при эволюции облака мощностью 5,4 км.

В процессе выпадения осадков на землю часть из них испаряется. Величина отношения количества выпавших на землю осадков к водозапасу облака может характеризовать долю осадков, достигших поверхности земли. В данном случае, как видно из таблицы

(строка 14), из облака на землю выпадает 41 % осадков, образовавшихся в облаке. Полную эффективность осадкообразования в облаках принято характеризовать величиной отношения «осадки/влагозапас», т. е. — отношением количества выпавших на землю осадков к количеству водяного пара, поступившего в облако. Как видно из данных таблицы (строка 15), эффективность осадкообразования для исследуемых облаков не превышает 22 %. Эта величина согласуется с данными наблюдений в реальных атмосферных условиях для конвективных облаков умеренной мощности (Шишкин, 1981; Мазин, Шметер, 1983).

На рис.5 приводятся результаты расчета содержания в вертикальном столбе атмосферы облачных частиц при воздействии льдообразующим реагентом массой 50 кг. Ввод реагента в облако осуществлялся на высоте 5,7 км на 24 минуте, в момент времени его максимального развития. Поскольку реагент вводится в облако до момента формирования осадков, то, как видно из рис. 5, преобразование облачных капель в осадки наступает раньше, чем при естественном развитии облака. Вследствие этого максимальное содержание облачных капель в подвергнутом воздействию облаке оказывается меньше, чем в фоновом облаке. Водозапас облака, подвергнутого воздействию, оказался равным 29 мм, т. е. больше, чем в фоновом облаке. Последнее объясняется тем, что конденсационные процессы при наличии ледяных частиц в облаке происходят более интенсивно, поскольку давление насыщения водяного пара над льдом значительно меньше, чем над переохлажденной водой. Значит и конденсация пара на ледяные частицы происходит интенсивнее, чем на жидкие капли. Максимальное содержание осадков в подвергнутом воздействию облаке больше, чем в фоновом облаке — 23 мм. Таким образом, при воздействии увеличился водозапас облака, и увеличилась доля осадков в водозапасе облака (строка 12 в таблице). Если в фоновом облаке осадки составляли 68 % от водозапаса, то при воздействии их содержание равно 79 %.

Величина отношения «водозапас/влагозапас» характеризует эффективность преобразования водяного пара в осадки. Как видно из данных таблицы (строка 13), эта величина при воздействии

льдообразующим реагентом увеличивается. Уменьшаются также потери дождевых капель за счет испарения во время их выпадения из облака на землю (строка 14). В целом же общая эффективность осадкообразования (строка 15) при воздействии льдообразующим реагентом оказывается выше, чем при естественном развитии облака. При воздействии на облако мощностью 4,7 км эффективность осадкообразования увеличилась от 0,19 до 0,37, а для облака мощностью 5,4 км — от 0,22 до 0,3.

4. Сравнение эффективности воздействия льдообразующими и гигроскопическими реагентами

Концепция воздействия гигроскопическим реагентом для получения дополнительных осадков заключается в трансформации спектра облачных капель на начальной стадии конденсации таким образом, чтобы интенсифицировать коагуляционные процессы в облаке и ускорить процессы осадкообразования (Дрофа, 2009). Численное моделирование данного метода воздействия с использованием 3-мерной численной модели проведено в работе (Белова, Дрофа, 2016; Белова, Дрофа, 2017), где исследуется эффективность воздействия гигроскопическими частицами полидисперсного солевого порошка, способ изготовления которого разработан в ФГБУ «НПО «Тайфун» (Дрофа и др., 2013). В этих работах представлена методика использования 3-мерной модели для исследования воздействия солевым порошком и приводятся результаты расчета интенсивности осадков и общего их количества при различных режимах ввода солевого порошка в облако в различных атмосферных условиях.

Воздействие солевым порошком на конвективное облако для получения дополнительных осадков предполагает введение реагента в подоблачный слой облака на начальной стадии его развития. В связи с тем, что облака большей мощности развиваются при более сильных вертикальных воздушных потоках, в работе (Белова, Дрофа, 2016) предложен практический критерий определения оптимального

времени ввода реагента в облако — время, когда облако достигает мощности 2—3 км. Для конвективных облаков такая мощность облака приходится на начальную стадию их развития и реализуется в приблизительно необходимое оптимальное время для ввода реагента.

Результаты численного моделирования показывают (Белова, Дрофа, 2016), что при оптимальной технологии проведения работ по воздействию на облака средней мощности, от 4 до 5 км, из которых при естественном развитии выпадают умеренные осадки, может быть получено почти в 1,5 раза большее количество осадков. Достаточно существенное количество дополнительных осадков может быть получено при воздействии солевым порошком на облака малой мощности, которые при естественном развитии осадков не дают. Воздействие солевым порошком на облака большей мощности, в том числе — на градообразующие, позволяет получить около 5 % дополнительных осадков. По данным модельных расчетов установлено, что величина 24 кг является оптимальной массой расхода реагента на облако.

При совместном использовании льдообразующих и гигроскопических реагентов (т. е. при воздействии комплексным методом) гигроскопический реагент вводится в подоблачный слой на начальной стадии формирования облака, а затем, в период максимального развития облака, вводится льдообразующий реагент в верхний слой облака. В настоящей работе при моделировании комплексного метода параметры воздействия (время и место воздействия, масса вводимого реагента) использовались такие же, как и при воздействии каждым реагентом в отдельности. Результаты расчетов показывают, что совместное использование льдообразующих и гигроскопических реагентов позволяет получить значительно большее количество дополнительных осадков, чем при использовании отдельно каждого реагента.

Изменения во времени интенсивности осадков, выпадающих из облака мощностью 4,7 км при воздействии солевым порошком и льдообразующим пиротехническим составом АД-1, показаны на рис. 3. Ввод солевого порошка массой 24 кг производится на 10-й минуте от начала формирования облака в подоблачный слой на

площади с горизонтальными размерами 800×800 м в центре основания формирующегося облака. Ввод льдообразующего реагента массой 50 кг производится на 24-й минуте на высоте 5 км на площади 800×800 м. Как видно из рис.3, воздействие солевым порошком приводит к более раннему выпадению осадков, чем при воздействии льдообразующим реагентом. Интенсивность осадков под облаком при воздействии льдообразующим реагентом оказывается больше, однако общая масса выпавших осадков меньше, чем при воздействии солевым порошком (см. строку 8 таблицы).

Из приведенных на рис. 5 профилей распределения осадков на земле видно, что при воздействии на облако льдообразующим реагентом количество осадков под центральной частью облака больше, чем при воздействии солевым порошком. При этом площадь выпадения осадков оказывается меньше, чем при воздействии солевым порошком. Объясняется это тем, что при воздействии льдообразующим реагентом эффект воздействия наиболее сильно проявляется в центральной наиболее водной части облака. В областях, удаленных от центральной части, эффект воздействия значительно уменьшается. При воздействии гигроскопическим реагентом солевой порошок вводится в основание облака, и в процессе эволюции облака область, где облачные капли превращаются в дождевые, распространяется по всему объему облака. Вследствие этого эффективность воздействия гигроскопическим реагентом в целом оказывается выше, чем льдообразующим.

Воздействие комплексным методом приводит к наибольшему количеству выпадающих осадков. При этом, как видно из рис. 3, осадки выпадают раньше и интенсивность их больше, чем при воздействии каждым отдельным методом. Результаты расчетов показывают, что при комплексном методе воздействия из облака мощностью 4,7 км выпадает 5,8 тыс. т дополнительных осадков, в то время как при воздействии гигроскопическим и льдообразующим реагентом может быть получено 5,5 и 1,1 тыс. т соответственно. Из облака мощностью 5,4 км при комплексном методе воздействия выпадает 18,6 тыс. т дополнительных осадков, а при воздействии

гигроскопическим и льдообразующим реагентом — 14 и 7,4 тыс. т соответственно. Следует отметить, что при комплексном методе воздействия дополнительное количество осадков оказывается меньше, чем сумма дополнительных осадков, получаемых при воздействии отдельными методами. Объясняется это тем, что после ввода гигроскопического реагента содержание облачных капель в облаке уменьшается (вследствие преобразования их в дождевые капли) и эффективность последующего воздействия льдообразующим реагентом снижается.

Анализ процессов формирования осадков в центральной части облака показывает, что эффективность осадкообразования в облаках, подвергнутых воздействию льдообразующим реагентом выше, чем при воздействии солевым порошком. Как было показано выше, при воздействии льдообразующим реагентом за счет более интенсивной конденсации водяного пара на ледяные частицы возрастает водозапас облака, и увеличивается доля осадков в водозапасе облака. Относительное количество осадков, выпавших из облака и достигших поверхности земли, также значительно больше, чем при воздействии гигроскопическим реагентом. Объясняется это тем, что образующиеся при введении в облако льдообразующего реагента градовые частицы при выпадении из облака сначала тают, поглощая тепло из окружающего воздуха, и только после этого начинают испаряться. По всем этим причинам общая эффективность воздействия льдообразующим реагентом оказывается выше, чем солевым порошком (см. строку 15 таблицы). Однако этот вывод относится только к процессу осадкообразования в центральной части облака. В целом же по всему облаку эффективность льдообразующего воздействия меньше гигроскопического вследствие того, что эффект воздействия льдообразующим реагентом проявляется только под центральной областью ввода льдообразующих частиц.

Анализ результатов расчета показывает, что при комплексном методе воздействия эффективность осадкообразования значительно выше, чем при воздействии гигроскопическим и льдообразующим реагентами по отдельности. Так для облака мощностью 4,7 км величина отношения «водозапас/влагозапас» (строка 13),

характеризующая эффективность преобразования водяного пара в осадки, при воздействии комплексным методом составляет величину 0,64, в то время как при воздействии гигроскопическим и льдообразующим реагентом она не превышает 0,59.

Как свидетельствуют результаты численного моделирования, основным механизмом увеличения осадков при воздействии гигроскопическими и льдообразующими реагентами является преобразование облачных капель в осадки (жидкие или твердые). При воздействии льдообразующим реагентом увеличение осадков происходит также за счет более интенсивного конденсационного роста ледяных частиц по сравнению с жидкими каплями. Однако влияние этого процесса на увеличение осадков оказывается менее существенным. На рис. 6 показано изменение во времени содержания облачных капель в столбе атмосферы в центре облака мощностью 5,4 км при его естественном развитии и при воздействии.

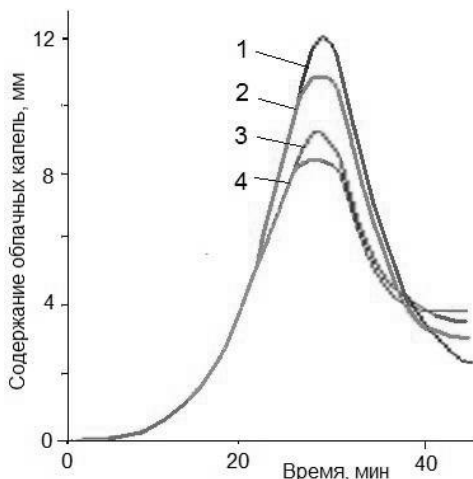


Рис. 6. Временной ход изменения содержания облачных капель в столбе атмосферы при эволюции облака мощностью 5,4 км.
1 — фоновое облако, 2—4 — облака при воздействии льдообразующим, гигроскопическим и комплексным методом соответственно.

Как видно из рисунка, наибольшее уменьшение содержания облачных капель по сравнению с фоновым облаком наблюдается при воздействии комплексным методом, когда получается наибольшее количество дополнительных осадков. Максимальное содержание облачных капель в облаке при воздействии льдообразующим реагентом оказывается большим, чем при воздействии солевым порошком, вследствие чего и количество дополнительных осадков получается меньше. Как видно из данных таблицы (строка 1), такая же закономерность наблюдается и для водности облачных капель в облаке. В облаках, подвергнутых воздействию, водность облачных капель в облаке оказывается меньшей, чем без воздействия, причем водность уменьшается тем больше, чем больше эффект воздействия (количество дополнительных осадков).

В целом же общая эффективность осадкообразования при воздействии комплексным методом выше, чем при воздействии отдельным методом. Так при воздействии комплексным методом на облако мощностью 4,7 км общая эффективность осадкообразования (строка 15) равна 0,41. При воздействии гигроскопическим и льдообразующим реагентом эта величина не превышает 0,37. При воздействии комплексным методом на облако мощностью 5,4 км эффективность осадкообразования составляет 0,34, а при воздействии гигроскопическим и льдообразующим реагентом — не более 0,30.

Заключение

Приведенные в настоящей работе результаты численного моделирования показывают, что эффект увеличения осадков при воздействии льдообразующим реагентом достигается вследствие более эффективного преобразования облачных капель в осадки (жидкие и твердые). Дополнительное количество осадков формируется также за счет более интенсивной конденсации водяного пара на образующиеся вследствие воздействия ледяные частицы. Однако влияние этого процесса оказывается менее существенным. Максимальный эффект воздействия достигается при введении

реагента в наиболее водную часть облака в момент наибольшего его развития, до момента образования осадков в облаке. При этом дополнительные осадки (за счет воздействия) формируются под зоной введения реагента, в центральной части облака. В областях, удаленных от центральной части облака, эффект воздействия льдообразующим реагентом практически не проявляется.

По результатам численного моделирования установлено, что при воздействии льдообразующими реагентами дополнительные осадки могут быть получены из конвективных облаков мощностью более 4 км, в которых водность облачных капель составляет не менее 3 г/м^3 , а температура переохлажденной части облака не выше -9°C .

При воздействии соевым порошком на облака средней мощности, из которых при естественном развитии выпадают умеренные осадки, может быть получено почти в 1,5 раза большее количество осадков, чем при естественном их развитии. Достаточно существенное количество дополнительных осадков может быть получено при воздействии соевым порошком на облака малой мощности, меньше 4 км, которые при естественном развитии осадков не дают.

Результаты проведенных расчетов показывают, что эффективность осадкообразования в центральной части облака, подвергнутого воздействию льдообразующим реагентом, выше, чем при воздействии соевым порошком. При этом интенсивность осадков и их количество под центральной частью облака при воздействии льдообразующим реагентом больше, чем при воздействии соевым порошком. Однако общая масса выпавших осадков при воздействии льдообразующим реагентом оказывается меньше, вследствие того, что эффект воздействия проявляется только в центральной наиболее водной части облака. При воздействии на облако соевым порошком зона воздействия в процессе эволюции облака распространяется на весь облачный объем.

При комплексном методе воздействия гигроскопический реагент вводится в подоблачный слой на начальной стадии формирования облака, а затем в верхний слой облака в период его максимального развития вводится льдообразующий реагент. Эффективность осадкообразования в облаке при воздействии комплексным методом

оказывается выше, чем при воздействии отдельным реагентом. Совместное использование льдообразующих и гигроскопических реагентов позволяет получить значительно большее количество дополнительных осадков, чем при использовании отдельно каждого реагента. Однако дополнительное количество осадков при этом оказывается меньше, чем сумма дополнительных осадков, получаемых при воздействии отдельными методами.

Приведенные в настоящей работе результаты численного моделирования показывают, что основным механизмом увеличения осадков при воздействии гигроскопическими и льдообразующими реагентами является преобразование облачных капель в осадки (жидкие или твердые). Вследствие этого в облаках, подвергнутых воздействию, водность облачных капель в облаке оказывается меньшей, чем при его естественном развитии, причем водность уменьшается тем больше, чем большее количество дополнительных осадков получено.

Полученные в настоящем работе результаты могут использоваться при разработке оптимальной технологии проведения работ по искусственному увеличению осадков из конвективных облаков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Белова М. В., Дрофа А. С. (2016). Исследование воздействия гигроскопическими реагентами на конвективное облако по результатам численного моделирования // Труды ГГО. Вып. 582. С. 184—201.

Белова Л. К., Дрофа А. С. (2017). Исследование процессов осадкообразования в конвективных облаках по результатам численного моделирования // Труды ГГО. Вып. 585. С. 56—77.

Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Затевахин М. А. и др. (2016). Описание базовой численной нестационарной трехмерной модели конвективного облака // Труды ГГО. Вып. 582. С. 45—91.

Владимиров С. А., Пастушков Р. С. (2016). Комплексный метод воздействия на конвективные облака с целью регулирования осадков. Трехмерное численное моделирование // Труды ГГО. Вып. 582. С. 116—127.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Затевахин М. А. и др. (2016). Пример результатов расчетов эволюции осадкообразующего конвективного облака с помощью полной трехмерной модели // Труды ГГО. Вып. 582. С. 92—115.

Довгалюк Ю. А., Оренбургская Е. В., Пирнач А. М., Паламарчук Л. В., Пономарев Ю. Ф., Синькевич А. А., Стасенко В. Н., Степаненко В. Д. (1998). Анализ результатов работ по воздействию на облака с целью предотвращения осадков в г. Ленинграде // Метеорология и гидрология. № 2. С. 44—53.

Дрофа А. С. (2010). Исследование воздействия гигроскопическими частицами на теплое конвективное облако по результатам численного моделирования // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 46. № 3. С. 348—362.

Дрофа А. С., Ераньков В. Г., Иванов В. Н., Шилин А. Г., Яскевич Г. Ф. (2013). Экспериментальные исследования эффективности воздействия солевыми порошками на конвективное облако для увеличения осадков // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 49. № 3. С. 327—335.

Колосков Б. П., Корнеев В. П., Щукин Г. Г. (2012). Методы и средства модификации облаков, осадков и туманов — СПб: РГТУ. 342 с.

Корниенко Е. Е. (1982) Результаты эксперимента по воздействию на кучево-дождевые облака с целью искусственного регулирования осадков // Труды УкрНИИ. Вып. 187. С. 3—25.

Мазин И. П., Шметер С. М. (1983). Облака. Строение и физика образования — Л.: Гидрометеиздат. 280 с.

Петрунин А. М., Корнеев В. П., Ким Н. С. и др. (2011). Стенд аэродинамический для проверки эффективности льдообразующих составов / В кн.: Доклады всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. — Нальчик: ВГИ. С. 286—292.

Прихотько Г. Ф. (1968) Искусственные осадки из конвективных облаков — Л.: Гидрометеиздат. 176 с.

Синькевич А. А. (2001). Конвективные облака Северо-Запада России — СПб: Гидрометеиздат. 106 с.

Шишкин Н. С. (1981). К расчету водозапаса конвективных облаков над большими территориями // Труды ГГО. Вып. 439. С. 11—16.

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

Doswell C. A., Shultz D. M. (2006). On the use of indices and parameters in forecasting severe storms // Electronic J. Severe Storms Meteorol. V. 1. № 3. P. 1—22.

Mather G. K., Terblanche D. E., Steffenes F. E., Fletcher L. (1997). Results of South African Cloud – Seeding Experiments Using Hygroscopic Flares // J. Appl. Meteorology. V. 36. № 11. P. 1433—1447.

McNider, R. T., Kopp F. E. (1990). Specification of the scale and magnitude of thermals used to initiate convection in cloud models // J. Appl. Meteor. V. 29. P. 99—104.

Silverman B.A., Sukarnjanaset W. (2000) Results of the Thailand warm-cloud hygroscopic particle seeding experiment // J. Appl. Met. V. 39. № 7. P. 1160—1175.

УДК 551.594.21

ГЛОБАЛЬНАЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ ЦЕПЬ В АТМОСФЕРЕ: ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

В. Н. Морозов, Л. Г. Соколенко, Б. Г. Зайнетдинов

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7

e-mail: vn.morozov@inbox.ru,

sokolenko_lg@mail.ru,

bulatoss@yandex.ru

Поступила в редакцию 18.06.2018

Поступила после доработки 5.07.2018

Введение

Проблема происхождения электрического поля атмосферы и его эволюции во времени связана с таким понятием, как глобальная электрическая цепь (ГЭЦ), которое было впервые введено в работах (Haas and Roble, 1979; Roble and Haas, 1979). В первой из названных работ рассматривалась квазистационарная модель электрического поля атмосферы, учитывающая грозовые облака в качестве генераторов электрического поля. Во второй работе была решена задача о влиянии генераторов электрического поля, действующих в верхних слоях атмосферы (магнитосфере, ионосфере). Дальнейшее развитие теории глобальной электрической цепи шло по пути учета нестационарности модели, а именно описания релаксационного процесса установления стационарного состояния электрического поля (Морозов, 2005), учета влияния молниевых процессов различных типов на электрическое поле атмосферы (Морозов, 2013; Ricroft et al., 2010). Общая математическая формулировка задачи о глобальной электрической цепи была рассмотрена в работе (Калинин и др., 2014). В работе (Морозов, Трошичев, 2008) авторы рассмотрели процесс

воздействия магнитосферного генератора на электрическое поле в нижних слоях атмосферы. В ряде работ анализировалось влияние аэрозольной составляющей атмосферы на глобальную электрическую цепь (Makino, Ogawa, 1984; Ogawa, 1985; Sapkota, Varshneva, 1990; Морозов, 2011; Морозов, 2015).

В настоящей работе предпринята попытка объединения теоретических и экспериментальных данных о состоянии электрического поля Земли: рассматриваются теоретические модели глобальной электрической цепи в атмосфере и приводятся экспериментальные данные по вариациям напряженности электрического поля, полученные на отдельных атмосферно-электрических станциях Росгидромета.

1. Глобальная токовая цепь в атмосфере: теоретические модели

Под глобальной электрической цепью в атмосфере понимают систему электрических токов, пронизывающих атмосферу от подстилающей поверхности до ее верхних слоев (включая ионосферу, магнитосферу). Глобальная токовая цепь, а, следовательно, и электрическое поле атмосферы характеризуются физической величиной, называемой потенциалом ионосферы. Потенциал ионосферы определяется из баланса электрических токов заряжения, текущих в верхние слои атмосферы от грозовых облаков в квазистационарной стадии их развития и электрических токов разрядки, текущих в областях, где грозовые облака отсутствуют. Основной проблемой глобальной электрической цепи является поддержание электрического поля атмосферы, так как вследствие малой, но конечной электропроводности нижней атмосферы, электрические поля и токи в атмосфере должны затухать с характерным временем порядка 10 мин (Volland, 1984). Поэтому необходимо рассматривать генераторы электрического поля, которые поддерживают глобальную электрическую цепь. Исследования последних десятилетий показали, что такими генераторами являются

грозовые облака экваториальной зоны земного шара (Roble, 1991; Mach et al. 2011). В развитии грозовых облаков можно выделить квазистационарную и молниевую стадии. Первая стадия является стадией установления электрической зарядовой структуры облака. Вторая — характеризуется электрическими разрядами облако—облако (внутриоблачные разряды) и разрядами облако—земля, характерными для завершающей стадии жизни облака.

Квазистационарная модель глобальной электрической цепи ($T > \tau_\lambda$, где T — характерное время изменения параметров грозовых генераторов, τ_λ — время электрической релаксации) была рассмотрена в работах (Hays, Roble, 1979; Makino, Ogawa, 1984; Морозов, Селезнева, 1988; Слюняев и др., 2012). Основное уравнение этой модели записывается в сферической системе с центром в начале Земли:

$$\begin{aligned} \lambda(r) \left[\frac{1}{r^2} \frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial \phi}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial \phi}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 \phi}{\partial \varphi^2} \right] + \frac{\partial \lambda}{\partial r} \frac{\partial \phi}{\partial r} = \\ = - \sum_{s=1}^N \frac{I_{cs}}{r^2} [\delta(r-r_{s0}) - \delta(r-r_{s1})] \times \delta(\cos \theta - \cos \theta_s) \delta(\varphi - \varphi_s) = S(r, \theta, \varphi) \\ \bar{E} = -grad \phi \end{aligned} \quad (1)$$

где r, θ, ϕ — сферические координаты;

ϕ — потенциал электрического поля;

$\bar{E}$ — напряженность электрического поля;

$\lambda(r)$ — электрическая проводимость атмосферы;

I_{cs} — электрический ток, даваемый s -м грозovým источником;

N — число грозовых генераторов (облаков), действующих в данный момент времени;

r_{s0}, r_{s1} — радиальные расстояния, соответствующие положительному и отрицательному электрическим зарядам s -го грозового облака, $\delta(x)$ — функция Дирака.

При выводе уравнения (1) предполагалось, что электрическая проводимость атмосферы $\lambda(r)$ представляется в виде:

$$\lambda(r) = \lambda_0 e^{\alpha(r-R)} \quad (2)$$

где: λ_0 — электрическая проводимость вблизи земной поверхности;

R — радиус Земли;

α — параметр, определяющий изменение электрической проводимости с высотой, $\alpha = (0,2-0,3) \text{ км}^{-1}$.

Граничные условия для решения уравнения (1) записываются в следующем виде:

$$\varphi(r=R) = 0, \varphi(|r| \rightarrow \infty) = \varphi_\infty \quad (3)$$

где φ_∞ — потенциал ионосферы.

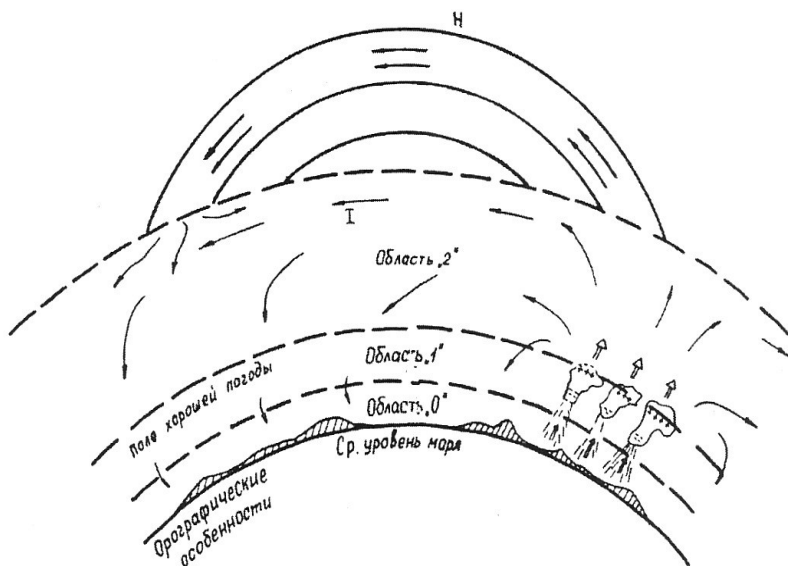


Рис. 1. Схема модели Робла—Хейса (Roble, Hays, 1979).

На рис. 1 выделены:

область «0» — слой тропосферы, в котором учитываются орографические особенности земной поверхности;

область «1» — верхняя тропосфера, в которой образуются грозовые облака;

область «2» — слои стратосферы и мезосферы.

Выше области «2» находится ионосфера и магнитосфера.

Основным результатом модельных расчетов, проведенных в упомянутых выше работах, явилось получение выражения для глобальной характеристики электрического поля атмосферы — потенциала ионосферы φ_∞ , который для случая электрической проводимости, представленной в виде (2), определяется выражением:

$$\begin{aligned}\varphi_\infty &= \frac{1}{4\pi R^2 \alpha} \sum_{s=1}^N I_{cs} \left(\frac{1}{\lambda_{s1}} - \frac{1}{\lambda_{s0}} \right) = \frac{1}{R^2 \varepsilon} \sum_{s=1}^N (|Q_{s1}| - Q_{s0}) \\ |Q_{s1}| &= \frac{I_{cs}}{4\pi \lambda_{s1}}, \\ Q_{s0} &= \frac{I_{cs}}{4\pi \lambda_{00}},\end{aligned}\tag{4}$$

Выражение для потенциала ионосферы φ_∞ следует из условия баланса электрических токов, текущих в областях, где имеются грозовые источники (это токи зарядки) и электрических токов, текущих в областях, где грозовые облака отсутствуют (это токи разрядки) (Калинин и др., 2013; Морозов, 2011; Морозов, Куповых, 2017).

Оценить величину φ_∞ можно, используя выражение (4). Как показано в работах (Muhleisen, 1977; Roble, 1991), для поддержания потенциала ионосферы $\varphi_\infty = 250 \dots 300$ кВ, который обеспечивает напряженность электрического поля вблизи земной поверхности

$E \sim 100$ В/м, необходимо одновременное действие 2000 гроз по всему земному шару.

Обычно в дипольной модели облака $Q_{s1} < 0$, $Q_{s0} > 0$.

Поскольку $\lambda(r_{s0}) > \lambda(r_{s1})$, то $|Q_{s1}| > Q_{s0}$ и $\varphi_{\infty} > 0$. При $|Q_{s1}| - Q_{s0} = 100$ Кл для всех грозовых генераторов $\alpha = 0,2 \dots 0,3 \text{ км}^{-1}$, $R = 6,4 \times 10^6$ км, $N = 2000$ из (4) получим $\varphi_{\infty} = 220 \dots 140$ кВ, а при $|Q_{s1}| - Q_{s0} = 150$ Кл получим $\varphi_{\infty} = 330 \dots 220$ кВ.

При этом, если $\varphi_{\infty} = 330$ кВ, то $Q_{s1} = 180$ Кл, $Q_{s1} = 30$ Кл.

Рассмотренные значения разности электрических зарядов грозового облака не противоречат экспериментальным данным и модельным расчетам (Морозов, 2011).

Напряженность электрического поля вблизи земной поверхности описывается соотношением:

$$E_z = -\alpha \varphi_{\infty} \quad (5)$$

При $\varphi_{\infty} = 330$ кВ и $\alpha = 0,2 \text{ км}^{-1}$ получим $E_z = 66$ В/м.

В то же время большие значения напряженности электрического поля вблизи земной поверхности можно получить, если рассмотреть трехслойную модель электрической проводимости атмосферы (Морозов, 2012). Можно также использовать соотношения, приведенные в работе (Makino and Ogawa, 1984):

$$E_z(z=0, \theta, \phi) = \frac{\varphi_{\infty}}{R_c(\theta, \phi) \lambda(z=0, \theta, \phi)} \quad (6)$$

$$R_c(\theta, \phi) = \int_0^H \frac{dz}{\lambda(z, \theta, \phi)}$$

где R_c — сопротивление столба атмосферы, H — высота нижней границы ионосферы.

Из соотношений (5) и (6) следует, что вариации напряженности электрического поля определяются вариациями потенциала ионосферы, который зависит от числа грозových облаков (генераторов), действующих в данный момент по всему земному шару. Именно потенциал ионосферы, его изменения определяют унитарную суточную вариацию напряженности электрического поля, существование которой подтверждается многочисленными экспериментальными данными (Имянитов, Чубарина, 1965).

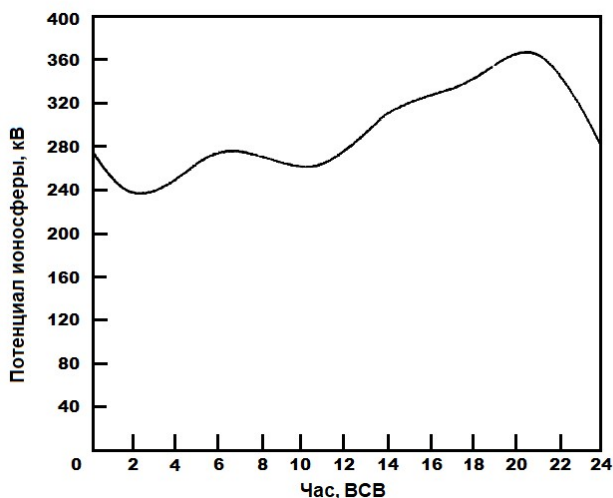


Рис. 2. Расчетная унитарная вариация потенциала ионосферы (Makino, Ogawa, 1984).

Согласно существующим в настоящее время представлениям можно выделить три основных области грозовой активности: Африку, Азию и Океанию, и Америку. Эти области находятся вблизи экватора или в низких широтах. В работе (Makino, Ogawa, 1984) представлены результаты численных расчетов потенциала ионосферы и

напряженности поля на основе упрощенной модели электрического поля атмосферы (глобальной электрической цепи). По результатам их расчетов (см. рис. 2) универсальная временная вариация потенциала ионосферы имеет три максимума потенциала ионосферы в 6, 15 и 20 ч всемирно скоординированного времени (BCV) и минимум в 2 ч.

Пиковые значения по BCB соответствуют грозовой активности в Азии и Океании, Африке и Америке.

Нестационарная модель электрического поля атмосферы основана на использовании уравнения:

$$\left(\frac{1}{4\pi} + \lambda(r)\right)\Delta_{r,\theta,\phi}\varphi + \frac{d\lambda}{dr} \frac{\partial \varphi}{\partial r} = S(r, \theta, \phi, t), \quad (7)$$

где $S(r, \theta, \phi, t)$ — функция, определяемая действием грозовых генераторов, которая совпадает по форме с правой частью уравнения (1), в котором ток электризации не зависит от времени (Морозов, 2005; Калинин и др. 2014).

Граничные условия для решения уравнения (7) аналогичны условиям (3), но к ним добавляется начальное условие:

$$\Delta\varphi(t=0) = -4\pi\rho(\vec{r}), r > R \quad (8)$$

где: $\rho(\vec{r})$ — начальное распределение плотности электрического заряда в атмосфере.

Потенциал ионосферы $\varphi_{\infty}(t)$ определяется на основе решения уравнения (7) с граничными условиями (3) и (8) при $\rho(\vec{r}) = 0$ с учетом условия баланса полного тока в атмосфере:

$$\oint_{S_1} \left(\lambda \vec{E} + \frac{1}{4\pi} \frac{\partial \vec{E}}{\partial t} \right) d\vec{S} = 0 \quad (9)$$

где: S_1 — замкнутая сферическая поверхность с началом в центре Земли, лежащая выше или ниже грозовых генераторов (Морозов, 2005).

В работе (Морозов, 2005) было получено следующее выражение для потенциала ионосферы:

$$\varphi_{\infty}(t) = -\frac{1}{R^2\alpha} \sum_{s=1}^N \left\{ \int_0^t I_{cs}(\tau) E_1\left(\frac{t-\tau}{\tau_{s0}}\right) d\tau - \int_0^t I_{cs}(\tau) E_1\left(\frac{t-\tau}{\tau_{s1}}\right) d\tau \right\} \quad (10)$$

где:

$$E_1\left(\frac{\tau}{\tau(z)}\right) = \int_1^{\infty} e^{-\frac{\tau}{\tau(z)}u} \frac{du}{u}, \quad \tau_{s0} = \frac{1}{4\pi\lambda(r_{s0})}, \quad \tau_{s1} = \frac{1}{4\pi\lambda(r_{s1})}$$

При $t \gg \tau_{s0}$, $t \gg \tau_{s1}$, $I_{cs}(\tau) = \text{const}$ выражение (10) переходит в выражение (4). Условие (9) отражает то обстоятельство, что в областях, где расположены грозовые облака, в верхние слои атмосферы текут токи зарядки, поддерживающие потенциал ионосферы а в областях, где они отсутствуют, вниз текут токи разрядки.

Полученное решение нестационарной задачи и, в частности, вытекающее из него выражение для потенциала ионосферы, можно использовать для решения задачи об установлении стационарного состояния в атмосфере при включении в некоторый момент грозовых генераторов, а также для оценки влияния молниевых разрядов на потенциал ионосферы. Последняя задача рассматривалась в работе В. Н. Морозова (2013), в которой было показано, что влияние молниевых разрядов облако—земля составляет 1 %.

Таким образом, рассмотренные выше работы показывают важную роль, которую играют грозовые облака в поддержании глобальной электрической цепи в атмосфере. Именно облака в доразрядной стадии (квазистационарной) развития дают основной вклад в ее поддержание. Существуют экспериментальные доказательства связи грозовой активности с изменениями электрического поля в атмосфере (Makino, Ogawa, 1984; Mach et al., 2011). Отметим также, что при унитарном изменении потенциала ионосферы, согласно выражениям (5) и (6) имеет место и унитарное изменение напряженности

электрического поля со временем. Теоретический анализ, основанный на рассмотрении выражения для потенциала ионосферы (4) также подтверждают результаты численных расчетов, представленных на рис. 2. Модернизированная и расширенная атмосферно-электрическая сеть станций Росгидромета позволила исследовать суточные вариации электрического поля в различных географических условиях. На некоторых станциях, относящихся к полярным регионам, удалось выделить унитарную суточную вариацию E .

В следующих разделах статьи рассмотрены экспериментальные результаты, полученные в этом направлении исследований.

2. Характеристика экспериментальных данных

В соответствии с концепцией развития сети наблюдений за атмосферным электричеством в 2014—2015 гг. было проведено переоснащение и расширение атмосферно-электрической сети Росгидромета. Модернизированная сеть предоставляет в оперативном режиме данные с 10 станций, четыре из которых — Зашеек, о. Диксон, НИС «Ледовая база «Мыс Баранова» (далее Мыс Баранова), ГМС Тикси — расположены в полярной зоне.

В качестве исходного материала были использованы результаты наблюдений, выполненных на станциях ГМС Тикси и Диксон с октября по апрель 2014—2018 гг., а на станции Мыс Баранова с октября 2017 по апрель 2018 гг. Результаты наблюдений, выполненных в периоды метелей и сильных снегопадов, при анализе не использовались.

Данные станции Зашеек в данной работе не анализировались, т. к. по расположению она отличается от прибрежных полярных станций ГМС Тикси, Диксон и Мыс Баранова, т. к. подвержена антропогенному воздействию. Выделение глобальной унитарной вариации по данным этой станции требует специального (более тщательного) отбора информации с учетом сопутствующих метеопараметров и локальных источников аэрозольного загрязнения.

Данные по высокоширотным станциям представлены в абсолютных единицах, а по среднеширотным— в относительных (для удобства сравнения).

3. Суточные вариации напряженности электрического поля по экспериментальным данным

Теоретически установлено существование суточной глобальной унитарной вариации E , т. е. синхронного изменения E по всему земному шару с максимумом в 19—20 ч всемирного скоординированного времени (BCV). В соответствии с модельными представлениями эта вариация определяется свойствами глобальной электрической цепи и должна проявляться в станциях атмосферно-электрической сети независимо от их географического (Makino, Ogawa, 1984).

Существование унитарной вариации E обычно подтверждалось результатами измерений в океане, т. е. в местах наименее подверженных воздействию электрически заряженных аэрозолей, образующихся в приземном слое атмосферы в результате антропогенной деятельности (Чалмерс, 1974; Ваюшина и др., 1990).

По экспериментальным данным континентальных станций унитарная вариация E может быть выделена только при отсутствии на этих станциях помех, обусловленных определенными метеорологическими явлениями (метелями, туманами, ливнями), выделением земной поверхностью радиоактивных газов и присутствием в атмосфере аэрозольных частиц. Если эффект воздействия перечисленных процессов на глобальное электрическое поле мал, то проявление суточной унитарной вариации электрического поля может быть выделено по наблюдениям на станциях атмосферно-электрической сети.

Антропогенному воздействию наименее подвержены станции, расположенные в полярной зоне. Суточный ход E для таких станций (см. рис. 3) имеет достаточно ярко выраженный максимум в период между 18 и 21 ч ВСВ и в целом соответствует суточному ходу E

глобальной унитарной вариации. Этот результат свидетельствует о достаточно высокой репрезентативности результатов электрических измерений в высокоширотной зоне, где антропогенные возмущения минимальны (Зайнетдинов, 2018).

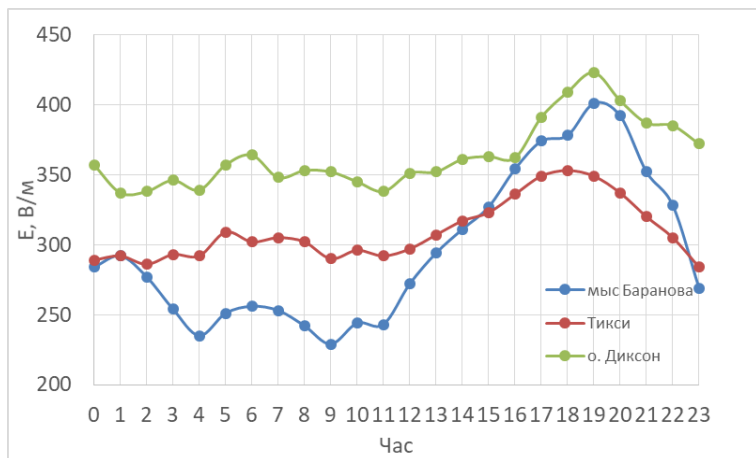


Рис. 3. Суточный ход E в арктической зоне.

На станциях, расположенных в средних широтах, суточный ход E отличается от хода унитарной вариации тем, что имеет четко выраженный второй максимум в период между 5 и 8 часами ВСВ (см. рис. 4). Это особенно наглядно видно при сравнении графиков на рис. 4 и 5, на которых E представлена в относительных единицах.

Представленное выше уравнение модели глобальной электрической цепи (см. формулу 7) включает электрическую проводимость воздуха, физически связанную с напряженностью электрического поля атмосферы и подверженную влиянию аэрозольной составляющей атмосферы.

По полученным за сравнительно небольшой период наблюдений экспериментальным данным на полярных станциях ГМС Тикси, Мыс Баранова и Диксон суточный ход суммарной электрической проводимости воздуха $L_s = L_+ + L_-$ практически отсутствует (см.

рис. 6). Это требует дальнейшего исследования с привлечением новых данных наблюдений.

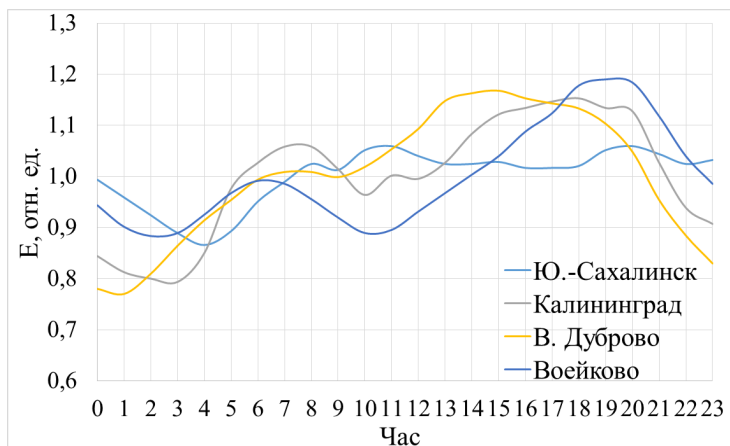


Рис. 4. Суточный ход E (отн. ед.) для среднеширотных станций.

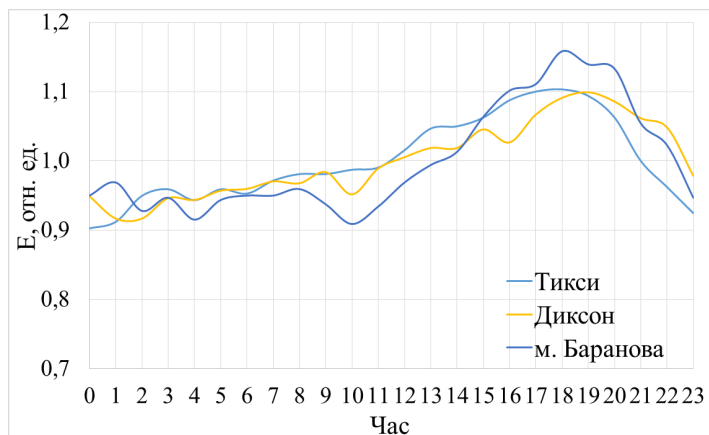


Рис. 5. Суточный ход E (отн. ед.) на полярных (высокоширотных) станциях.

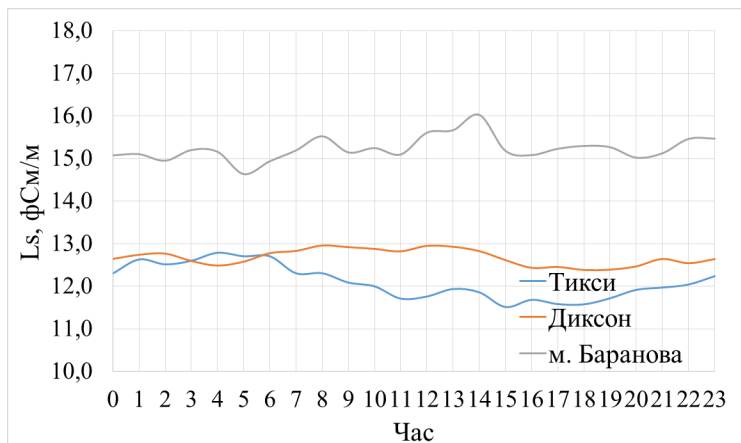


Рис. 6. Суточный ход L_s для полярных (высокоширотных) станций.

Выводы

В теоретических моделях глобальной электрической цепи основным генератором, поддерживающим электрическое поле атмосферы, являются грозовые облака. Именно квазистационарная (доразрядная) стадия жизни грозового облака дает основной вклад в унитарную эволюцию напряженности электрического поля вблизи земной поверхности.

Сложность выделения унитарной вариации напряженности электрического поля по данным наблюдений обусловлена наличием в приземном слое атмосферы турбулентности, а также воздействием различных метеорологических факторов, заряженных аэрозольных частиц, радиоактивных эманаций на параметры атмосферного электричества.

Проведенный анализ экспериментальных данных позволил выделить в полярном регионе глобальную суточную унитарную вариацию в напряженности электрического поля E , которая

определяется свойствами глобальной электрической цепи в атмосфере.

Для выделения унитарной вариации Е по данным континентальных станций средних широт необходимо проводить дополнительную фильтрацию результатов измерений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ваюшина Г. П., Легашов И. М., Шварц Я. М. (1990). Наблюдения атмосферного электричества над океаном как часть общей системы регулярных атмосферно-электрических наблюдений. Вопросы атмосферного электричества. — Л.: Гидрометеиздат. С. 158—167.

Зайнетдинов Б. Г. (2018). Результаты наблюдений за электрическими характеристиками приземного слоя атмосферы в полярном регионе. // Труды ГГО, Вып. 588. С. 47—61.

Имянитов И. М., Чубарина Е. В. (1965). Электричество свободной атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат. 239 с.

Морозов В. Н., Селезнева А. Н. (1988). К обобщению модели глобальной атмосферно-электрической цепи с учетом влияния пограничного слоя атмосферы // Труды ГГО. Вып. 514. С. 60—74.

Морозов В. Н. (2005). Модель нестационарного электрического поля в нижней атмосфере // Геомагнетизм и аэрономия. Том 45. № 2. С. 268—278.

Морозов В. Н. (2007). К расчету временных изменений электрического поля атмосферы. // Труды ГГО. Вып. 556. С. 235—254.

Морозов В. Н., Трошичев О. А. (2008). Моделирование вариаций полярного атмосферного электрического в полярной атмосфере, связанного с магнитосферными продольными токами // Геомагнетизм и аэрономия. Том 48. № 6. С. 759—769.

Морозов В. Н. (2011). Математическое моделирование атмосферно-электрических процессов с учетом влияния аэрозольных частиц и радиоактивных веществ — СПб: РГТМУ. 253 с.

Морозов В. Н. (2012). Распределение электрического поля, создаваемого ионосферным генератором в нижних слоях атмосферы // Труды ГГО. Вып. 565. С. 205—215.

Морозов В. Н. (2013). Влияние молниевых разрядов на глобальную электрическую цепь // Труды ГГО. Вып. 569. С. 249—257.

Морозов В. Н. (2015). Влияние глобального распределения аэрозольных частиц на электрический потенциал ионосферы // Труды ГГО. Вып. 577. С. 106—112.

Морозов В. Н., Куповых Г. В. (2017). Математическое моделирование глобальной атмосферной электрической цепи и электричества приземного слоя. — СПб: Астерион. 307 с.

Чалмерс Дж. А. (1974). Атмосферное электричество. — Л.: Гидрометеиздат. 424 с.

Калинин А. В. Слюняев Н. Н. Мареев Е. А. Жидков А. А. (2014). Стационарные и нестационарные модели глобальной электрической цепи: корректность аналитические соотношения численная реализация // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Том 50. № 3. С. 355—364.

Hays P. B., Roble R. G. (1979). A quasi-static model of global atmospheric electricity:I. The lower atmosphere // J. Geophys. Res. V. 84. № 7. P. 3291—3305.

Mach D. M., Blakeslee R. J., Bateman M. G. (2011). Global electric circuit implications of combined aircraft storm electric current measurements and satellite- based diurnal lightning statistics // J. Geophys. Res., V.116. D05201. doi:10.1029/2010JD014462.

Makino M., Ogawa T. (1984). Responses of atmospheric electric field and air-earth current to variations of conductivity profiles // J. Atm. Terr. Phys. V. 46. № 5. P. 431-445.

Muhleisen R. (1977) The Global Circuit and its Parameters / Electrical Processes in Atmosphere. Steinkoff. Darmstade. West Germany. P. 467—480.

Roble R. G., Hays P. B. (1979). A quasi-static model of global atmospheric electricity:II. The Electrical coupling between the upper and lower atmosphere // J. Geophys. Res. V. 84. № A12. P. 7247—7256.

Roble R.D. (1991). On modeling component processes in the Earths global circuit // J. Atmos. Terr. Phys. V. 53. № 9. P. 831—842.

Rycroft M. J., Odzimek A. (2010). Effects of lightning and sprites on the ionospheric potential and threshold effects on sprite initiation, obtained using an analog model of the global atmospheric electric circuit // J. Geophys. Res. V. 115. № A0027. doi:10.1029JA 014738

Ogawa T. (1985). Fair –weather electricity. // J. Geophys. Res.. V. 90. № D4. P.5951—5960.

Sapkota B. K., Varshneva N. C. (1990). On the global atmospheric electrical circuit // J. Atm. Terr. Phys. V. 52. № 1. P. 1—20.

Volland H. (1984). Atmospheric Electrodynamics. — Berlin: Springer. 205 p.

ОЦЕНКА ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТИ ОСАДКОВ ПО РАДИОЛОКАЦИОННЫМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ КОНВЕКТИВНОЙ ОБЛАЧНОСТИ

*А. В. Капустин, В. А. Колбин, А. Д. Кузнецов,
О. С. Сероухова, Т. Е. Симакина*

ФГБОУ ВПО Российский государственный гидрометеорологический
университет,
195196 Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., д. 98
E-mail: serouhova@inbox.ru,
tatiana.simakina@gmail.com

Поступила в редакцию 21.05.2018
Поступила после доработки 23.08.2018

Введение

Прогноз продолжительности атмосферных осадков является сложной задачей. С одной стороны, образование осадков связано с макромасштабными динамическими движениями атмосферы. С другой — выпадение осадков — локальное явление, управляемое микрофизическими процессами, масштаб которых зачастую меньше размера сетки моделей численного прогноза погоды. Вследствие несовместимости масштабов выпадающих осадков и численных моделей, возможности последних при прогнозе осадков в определенном месте и для коротких периодов времени весьма ограничены. Наилучшей стратегией количественных прогнозов ливневых осадков на короткие периоды является наукастинг.

По определению Всемирной метеорологической организации (ВМО-№485, 2010) наукастинг (nowcasting) — это сверхкраткосрочный прогноз явлений погоды в пределах 0—6 часов от срока наблюдения. Наукастинг, основанный на данных радиолокационных наблюдений, имеет решающее значение для

предупреждений о надвигающихся опасных явлениях погоды, таких как, сильные ливни, град, гроза, которые могут угрожать населению, наносить ущерб стратегически важным отраслям экономики (Li, 2004, Steinheimer, 2006).

В качестве основания для оперативного наукастинга осадков наилучшим образом подходят радиолокационные наблюдения, обеспечивающие высокое пространственное и временное разрешение (установленный в Пулково автоматизированный метеорологический радиолокационный комплекс ДМРЛ - «Метеоячейка», данные с которого использовались при проведении исследования, может обеспечивать пространственное разрешение в 2 км и временное разрешение в 10 мин).

В отличие от многочисленных работ (в том числе и выполненных сотрудниками Главной геофизической обсерватории им.

А. И. Воейкова), посвященных моделированию конвективных облаков (см., например, Довгалоук и др., 2016) или оценке статистических характеристик продолжительности и интенсивности атмосферных осадков в различных регионах и сезонах года (см., например, Аргучинцева и др., 2018), данное исследование отличается от этих направлений и выполнено с целью оценки возможностей прогнозирования продолжительности осадков на основе использования только радиолокационных характеристик облачности, измеренных в момент начала осадков.

1. Данные измерений

В качестве исходных данных использовались результаты радиолокационного зондирования атмосферы, выполненного доплеровским МРЛ, установленным в аэропорту Пулково города Санкт-Петербурга (Дивинский и др., 2015).

В ходе исследования были рассмотрены 61 случай с осадками различной интенсивности и продолжительности за 4 месяца летнего периода 2012—2013 гг. В момент начала осадков с карт, полученных с помощью автоматизированного метеорологического радиолокационного комплекса ДМРЛ - «Метеоячейка», снимались

следующие радиолокационные параметры:

Z_i — максимальная радиолокационная отражаемость облака во всем диапазоне высот: 0—1, 1—2, 2—3, 3—4 и 4—5 км, dBz;

H_1 — высота верхней границы радиозеха, км;

I_1 — интенсивность выпадения осадков, мм/ч;

S_1 — площадь осадков, км².

По этим же картам прослеживался весь процесс выпадения осадков из конвективного облака и по окончании выпадения фиксировалась их длительность (Δt , мин), а по величине смещения центра конвективной ячейки оценивалась скорость перемещения облака (V , км/мин). Кроме того, рассчитывалась приведенная вертикальная интегрированная водность облака (VIL , кг/м²) в момент начала осадков (Lahiff, 2005):

$$VIL = 3,44 \cdot 10^{-6} \cdot \sum \left[\frac{(Z_i + Z_{i+1})}{2} \right]^{4/7} \cdot \Delta h,$$

где VIL — вертикальная проинтегрированная водность, кг/м², определяемая массой жидкой воды на единицу площади в столбе по всей вертикальной протяженности конвективного облака в момент начала осадков;

Z_i, Z_{i+1} — отражаемости в двух соседних по высоте слоях;

Δh — шаг по высоте.

Фрагмент массива данных, используемых в процессе исследования, представлен в табл.1.

2. Анализ измеряемых параметров

61 случай представлял собой осадки из небольших конвективных систем внутримассового происхождения. Большая часть таких систем формировалась над сушей (45 случаев), остальные над Финским заливом и Ладожским озером. Площадь осадков в момент их начала измерялась по количеству ячеек на обзоре «Метеоячейки», помеченных как осадки. Она составляла от 16 до 144 км².

Таблица 1

**Фрагмент таблицы с данными, используемыми в процессе
исследования**

№ п/п	Место	Δt , мин	V, км/мин	Z, dBz					H_1 , км	I_1 мм/ч	S_1 км ²	VIL кг/м ²
				0–1	1–2	2–3	3–4	4–5				
1	залив	40	0,75	18	18	18	9		3500	0,5	32	0,0592
2	суша	30	0,93	22	22	19	3		3500	0,9	32	0,0573
3	суша	60	0,18	26	26	26	21	9	4500	1,5	144	0,0895
4	Ладога	50	0,50	21	22	19	12		3250	0,7	16	0,0652
5	суша	79	0,33	23	23	23	23	19	5250	1	64	0,1068
6	суша	70	0,04	30	29	26	14		3750	3,2	32	0,0762
7	суша	30	0,90	19	19	16	8		3500	0,6	16	0,0580

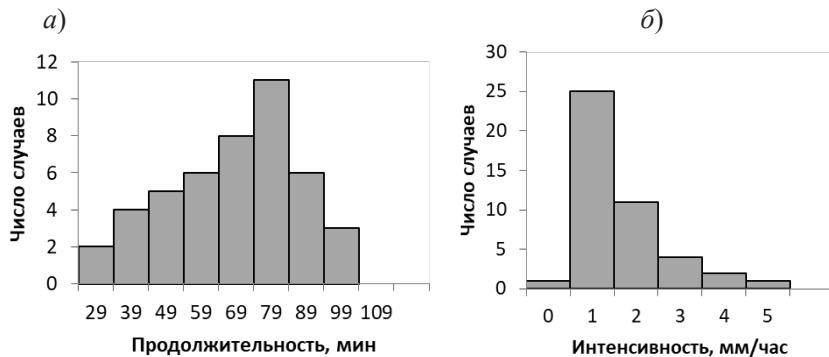


Рис. 1. Гистограммы распределения продолжительности (а) и
интенсивности (б) осадков.

Продолжительность непрерывных осадков, измеренная по рассматриваемому массиву данных, менялась от получаса до полутора часов. Преобладали дожди продолжительностью около 80 мин.

Мгновенная интенсивность осадков в первый срок их

обнаружения не превышала 5 мм/ч. На моду, составляющую около 1 мм/ч, приходилось более 50 % случаев. Гистограммы распределения продолжительности и интенсивности атмосферных осадков представлены на рис. 1.

Интегральная водность облаков VII включает в себя фактически измеренные отражаемости на разных высотах облака. В наших случаях она менялась от 0,04 до 0,15 кг/м².

3. Корреляционный анализ

Временные ряды отражаемостей (Z) на двух уровнях: 0—1 и 1—2 км и продолжительности осадков (Δt) представлены на рис. 2.

Заметна корреляционная связь между представленными параметрами.

Количественная оценка связи продолжительности ливней с радиолокационными характеристиками, измеренными в начале выпадения осадков, дана с помощью представленных в табл. 2 парных коэффициентов линейной корреляции (Дегтяров и др., 2015).

Таблица 2

Парные коэффициенты корреляции

	V	Z					H ₁	I ₁	S ₁	VII ₁
		0—1	1—2	2—3	3—4	4—5				
Δt	–0,14	0,60	0,68	0,62	0,47	0,28	0,36	0,52	0,32	0,53

Полученные в результате исследования парные коэффициенты корреляции показывают заметную связь продолжительности выпадения осадков (Δt) с максимальной радиолокационной отражаемостью облака Z в слое 1—2 км ($r = 0,68$), с интенсивностью осадков I_1 ($r = 0,52$) и с интегральной водностью облака VII₁ ($r = 0,53$).

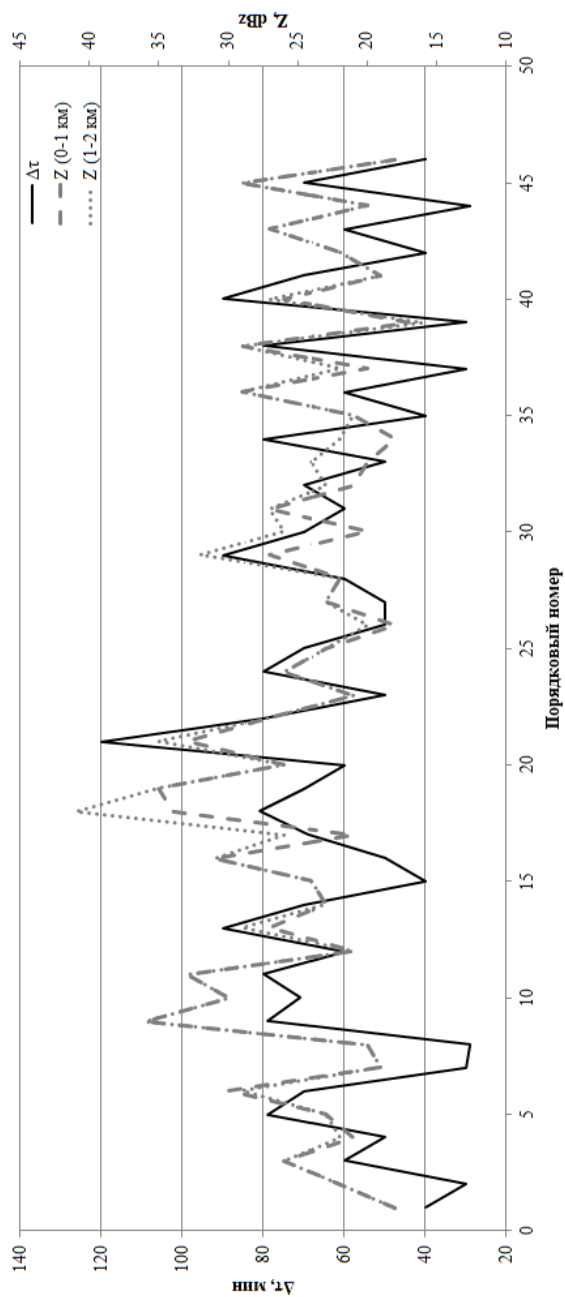


Рис. 2. Временные ряды отражаемости на двух уровнях (Z_1 и Z_2) и продолжительности осадков ($\Delta\tau$).

4. Прогнозирование с применением математического аппарата множественной регрессии

Регрессионные модели могут использоваться для прогнозирования возможных ожидаемых значений исследуемой переменной при заданных (или определенных за рамками модели) значениях факторной переменной. Метод регрессионного анализа использует описание объекта исследования в виде некоего полинома — отрезка ряда Тейлора, в который разлагается неизвестное уравнение связи некой случайной величины y от случайных величин $x_1, x_2, \dots, x_n$.

Эти случайные величины в метеорологической литературе принято называть предикторами, а случайную величину y — предиктантом.

При регрессионном анализе случайная величина y представляется в виде суммы функций от случайных величин $x_1, x_2, \dots, x_n$ и случайной величины ε — ошибки (невязка) регрессии.

Уравнение множественной линейной регрессии:

$$y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + b_3x_3 + \dots + b_nx_n + \varepsilon,$$

где $b_0, b_1, \dots, b_n$ — коэффициенты регрессии;

ε — ошибки (невязки) регрессии.

В этом случае задача регрессионного анализа сводится к нахождению таких коэффициентов при $x_1, x_2, \dots, x_n$, которые обеспечивали бы (понимаемую в вероятностном смысле) максимальную близость вычисляемых по уравнению регрессии значений y к фактическим значениям предиктанта y .

5. Уравнение регрессии для продолжительности осадков от значений радиолокационной отражаемости на первом и втором уровнях

На основе обработки имеющихся данных было получено следующее уравнение множественной регрессии для

продолжительности осадков ($\Delta\tau$, мин) от значений радиолокационной отражаемости в слоях 0—1 км (Z_1 ,dBz) и 1—2 км (Z_2 ,dBz):

$$\Delta\tau = -0,87 - 1,30Z_1 + 3,71Z_2$$

Коэффициент детерминации полученного уравнения: 0,47.

Точность построенного уравнения оценена с помощью графиков невязок для двух переменных на рис. 3.

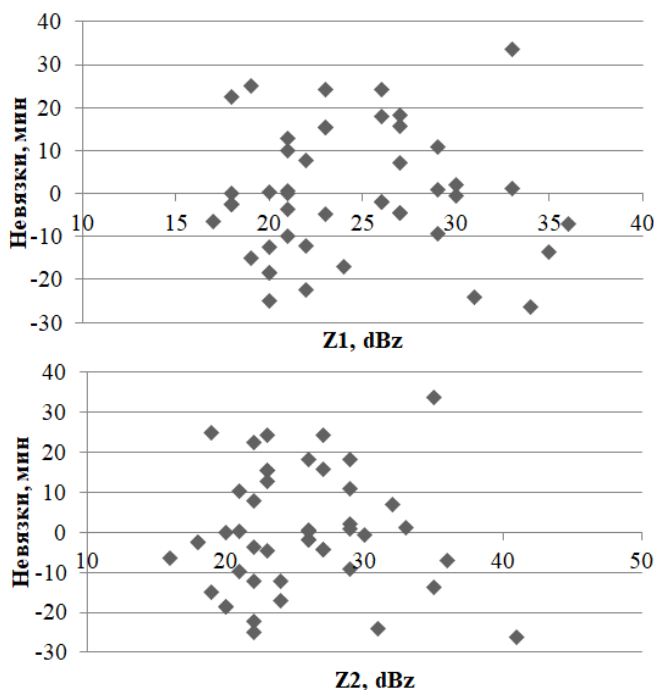


Рис. 3. Графики невязок для Z_1 и Z_2 .

Невязки представляют собой разности фактических значений продолжительности осадков и оцененных по уравнению при последовательном задании только первой и второй переменных. Такие

графики невязок дают оценку влияния радиолокационных отражаемостей на первом и втором уровнях на величину результирующего значения. Чередование положительных и отрицательных значений невязок свидетельствует об отсутствии неучтенной независимой переменной в построенном уравнении регрессии.

Разница между фактическими продолжительностями осадков и оцененными по модели представлена в виде графика невязок на рис. 4. Из графика следует, что при коротких дождях модель завышает длительность, при продолжительных — укорачивает. Об этом свидетельствует и диаграмма рассеяния на рис. 5. Она содержит точки с координатами, равными фактическим и вычисленным значения продолжительности осадков. Биссектриса отражает равенство расчета и факта.

Гистограмма абсолютных ошибок представлена на рис. 6. Средняя абсолютная ошибка составила 11 мин, относительная ошибка 21 %, среднеквадратическое отклонение ошибки 14,7 мин.

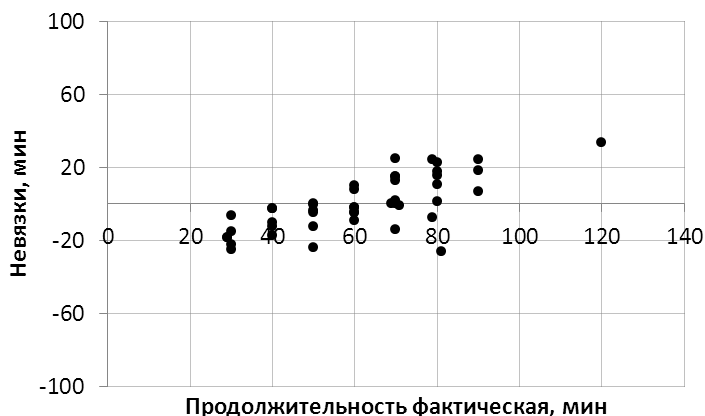


Рис. 4. График невязок уравнения регрессии.

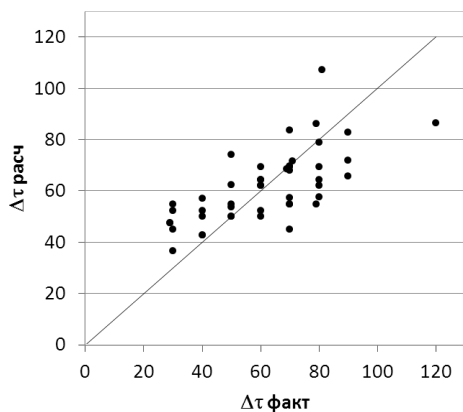


Рис. 5. Диаграмма рассеяния результатов расчета по модели.

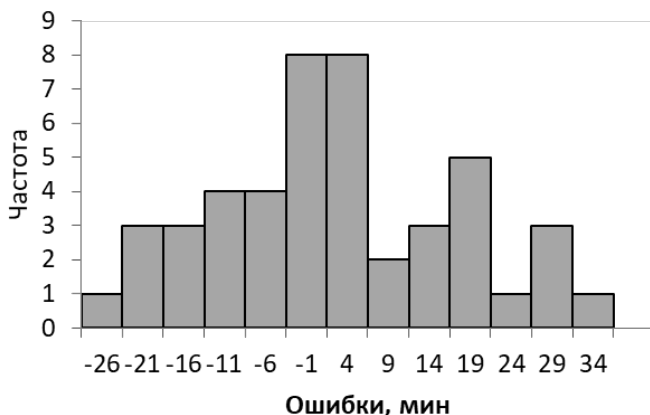


Рис. 6. Гистограмма абсолютных ошибок модели.

Заключение

Для конвективных систем, развивающихся на территории Ленинградской области, получено уравнение множественной регрессии, которое может быть использовано для анализа и прогноза продолжительности ливневых осадков по данным радиолокационного

зондирования, измеренных в момент начала осадков. С помощью фактически измеренных радиолокационных отражаемостей на высотах 0—1 и 1—2 км уравнение позволяет в рамках наукастинга предсказывать момент окончания осадков с точностью 21 %.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аргучинцева А. В., Латышева И. В., Голубева Л. В. (2018). Многолетний режим атмосферных осадков в г. Иркутске // Известия Иркутского государственного университета. Сер. «Науки о Земле». Т. 23. С. 3—16.

ВМО-№485. (2010). Наставление по глобальной обработке данных и прогнозирования. Том 1. Глобальные аспекты. (Дополнение в IV Техническому регламенту ВМО). 208 с.

Дегтяров А. С., Драбенко В. А., Драбенко В. А. (2015). Статические методы обработки метеорологической информации. — СПб: ООО «Андреевский издательский дом». 2015. 225 с.

Дивинский Л. И., Кузнецов А. Д., Сероухова О. С., Солонин А. С., Симакина Т. Е. (2015). К вопросу об обнаружении облачности и осадков по данным доплеровского метеорологического радиолокатора // Ученые записки РГГМУ. Вып. 39. С. 87—98.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Владимиров С. А., Дрофа А. С., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Морозов В. Н., Пастушков Р. С., Синькевич А. А., Шаповалов А. В. (2016). Концепция разработки численной нестационарной трехмерной модели эволюции осадкообразующего конвективного облака в естественных условиях и при активных воздействиях // Труды ГГО. Вып. 582. С. 7—44.

Li P.W, Lai Edwin S.T. (2004). Applications of Radar-based Nowcasting Techniques for Mesoscale Weather Forecasting in Hong Kong. // Meteorological Applications. V. 11. P. 253—264.

Lahiff C.T. (2005) Vertically integrated liquid density and its associated hail size range across the burlington, vermont county warning area. Eastern Region / Technical Attachment. №. 2005-01. — Bohemia, NY: National Weather Service, NOAA, Department of Commerce. 20 p.

Steinheimer M., Haiden T. (2007). Improved nowcasting of precipitation based on convective analysis fields. // Advances in Geosciences. V. 10. P. 125—131.

АКТИНОМЕТРИЧЕСКАЯ СЕТЬ РОСГИДРОМЕТА: ТЕКУЩЕЕ СОСТОЯНИЕ

*Л. В. Луцько, А. Е. Ерохина, А. П. Бычкова, Е. Л. Махоткина,
А. Н. Махоткин, О. Б. Бекенева*

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

Поступила в редакцию 9.04.2018
Поступила после доработки 12.07.2018

Введение

ГГО является научно-исследовательским и научно-методическим центром Росгидромета по руководству актинометрическими наблюдениями. Непосредственное руководство актинометрической сетью Росгидромета осуществляет лаборатория актинометрии методического отдела ГГО. В соответствии с РД 52.04.688-2006 (2006) функции научно-методического обеспечения определяются как:

- наиболее рациональное построение сети;
- обеспечение единства измерений и сопоставимости получаемых результатов наблюдений;
- обеспечение современного уровня средств измерений, технологий наблюдений и обработки
- стандартизация методик выполнения измерений (МВИ), метрологического контроля и разработки соответствующих нормативно-методических документов;
- обеспечение установленного объема и стандарта качества получаемой информации.

Для реализации указанных функций в лаборатории актинометрии ГГО решаются следующие основные задачи:

- разработка планов развития и рационализации актинометрической сети;
- разработка новых и совершенствование действующих методик выполнения измерений, обработки и контроля результатов наблюдений, подготовка нормативных и руководящих документов;
- ведение и совершенствование режимно-справочного банка данных (РСБД) «Актинометрия»;
- разработка предложений по техническому переоснащению актинометрической сети, участие в разработке новых средств измерений (СИ), их внедрении и сопровождении их эксплуатации;
- проведение анализа работы актинометрических станций на основе материалов, поступающих из УГМС, проведение инспекций УГМС и наблюдательных подразделений.

При осуществлении оперативного методического руководства ГГО участвует в решении оперативных вопросов рационализации актинометрической сети, предоставляя в УГМС заключения о целесообразности организации, закрытия или переноса пунктов наблюдений, а также оказывает методическую помощь по вопросам организации и производства наблюдений, освоения и внедрения методических и руководящих документов, обработки, контроля и анализа результатов наблюдений.

Актинометрические наблюдения, выполняемые на метеорологических станциях, предназначены для изучения радиационного режима, определяющего в значительной степени климат территории и условия жизнедеятельности человека, а также для решения практических задач в различных областях хозяйственной деятельности.

Сетевые приземные актинометрические наблюдения включают определение комплекса взаимосвязанных между собой характеристик достигающего земной поверхности солнечного излучения и теплового излучения естественных земных объектов, а также ряда параметров состояния атмосферы.

Пункты актинометрических наблюдений работают под руководством соответствующих УГМС, которые, в свою очередь,

работают под руководством ГГО. Таким образом, методическое руководство сетью производится по схеме:

ГГО — УГМС — наблюдательное подразделение (станция).

Обзор состояния актинометрической сети по итогам проекта «Модернизация-1» был представлен в работах (Луцько, Махоткина, 2011, Гаврилова и др., 2014).

Цель настоящей публикации — оценка существующего состояния актинометрической сети и работ, проводимых в лаборатории актинометрии ГГО.

Состав актинометрической сети

После наиболее значительного изменения в составе актинометрической сети, произошедшего в 1991—2003 гг., количество пунктов наблюдений до 2013 г. существенно не менялось и колебалось от 188 до 192. С 2013 по 2017 гг. актинометрическая сеть сократилась с 178 до 168 пунктов.

По состоянию на январь 2018 г. актинометрическая сеть Росгидромета насчитывала 168 пунктов наблюдений, которые распределены по территории неравномерно: на ЕТР сеть более плотная, чем на АТР.

Для пунктов актинометрических наблюдений установлены три типа программ (Наставление, 1997):

- срочные наблюдения;
- непрерывные наблюдения (регистрация);
- определение суточных сумм суммарной радиации путем интегрирования.

Срочные наблюдения предусматривают выполнение измерений в установленные актинометрические сроки и определение дополнительных характеристик условий наблюдений. По данным срочных наблюдений определяют значения пяти основных видов радиации: прямой солнечной, рассеянной, суммарной, отраженной радиации и радиационного баланса шесть раз в сутки. По их результатам рассчитываются значения радиации, полученные в каждый срок, средние за каждый срок, а также месячные суммы.

Непрерывные наблюдения (регистрация) производятся путем фиксации сигналов актинометрических датчиков непрерывно в течение суток. Дополнительная информация включает: вид атмосферных явлений, их длительность и интенсивность, преобладающее за сутки состояние подстилающей поверхности, продолжительность солнечного сияния, характеристику ясности дня, температуру воздуха и скорость ветра. Программа обеспечивает получение часовых, суточных и месячных сумм пяти основных составляющих радиационного баланса: прямой солнечной, рассеянной, суммарной, отраженной радиации и радиационного баланса.

Определение суточных сумм суммарной радиации путем интегрирования производится при помощи пиранометра, подключенного к интегрирующему измерительному прибору, показание которого снимают по истечении суток. Дополнительная информация должна включать данные о продолжительности солнечного сияния, преобладающем за светлое время суток состоянии подстилающей поверхности и характеристике ясности дня.

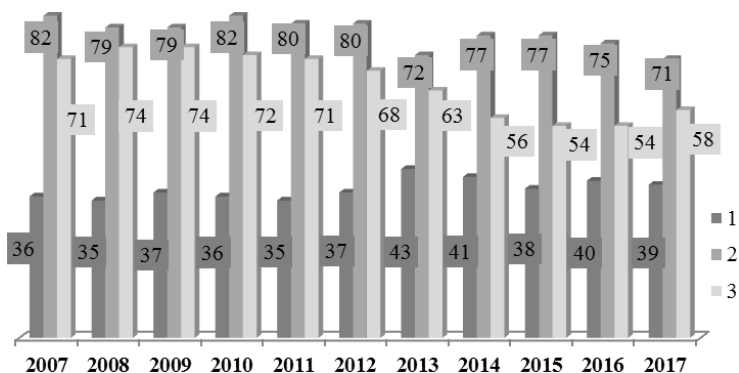


Рис. 1. Динамика основных программ наблюдений на актинометрических станциях.

- 1 — станции, выполняющие регистрацию составляющих радиационного баланса, 2 — станции, выполняющие срочные наблюдения, 3 — станции, работающие по программе «интегрирование».

Некоторые пункты актинометрических наблюдений могут работать по программе с неполным составом информации или по двум программам одновременно.

По программе регистрации в 2018 году работают 39 пунктов, по программе срочных наблюдений — 71 пункт, в 58 пунктах производятся измерения суточных сумм суммарной радиации.

Динамика изменений количества актинометрических станций, работавших по основным программам наблюдений в последние годы, представлена на рис. 1.

В международном обмене радиационными данными участвуют 11 станций Росгидромета.

Техническое оснащение актинометрической сети

В настоящее время для оснащения актинометрических пунктов используются различные технические средства. Значительная часть актинометрических пунктов до настоящего времени проводит наблюдения по устаревшим технологиям с неоднократно выработавшими технический ресурс приборами.

УГМС, как правило, самостоятельно не производит закупку оборудования для актинометрических наблюдений, ссылаясь на отсутствие средств. В то же время в отдельных случаях работа по обновлению парка приборов проводится, например, в июле 2017 г. Северное УГМС закупило 6 балансомеров типа «Пеленг СФ-08», 8 пиранометров «Пеленг СФ-06», 5 мультиметров МУ-65 и 1 комплект типа «Пеленг» для срочных наблюдений, состоящий актинометра, пиранометра, балансомера и трехканального электронного измерительного блока.

Модернизация актинометрической сети

Проведенные в последнее десятилетие работы по модернизации актинометрической были направлены на переоснащение пунктов, работающих по программе непрерывной регистрации составляющих радиационного баланса. Эта программа является наиболее

информативной по сравнению с сокращенной и срочными наблюдениями как в плане состава информации, так и по их временному разрешению. По проекту «Модернизация-1» на сети было установлено и введено в эксплуатацию 19 автоматизированных актинометрических комплексов (ААК).

Несколько позже по плану реализации ФЦП «Геофизика» 8 пунктов были оснащены актинометрическим измерительным комплексом (АИК), который является результатом совместной российско-белорусской разработки, выполненной ОАО «Пеленг» (Минск, Республика Беларусь) и ФГБУ «НПО «Тайфун» (Обнинск, Россия) под методическим руководством ФГБУ «ГГО».

Таблица 1

**Пункты наблюдений, оснащенные ААК и АИК
(по состоянию на 01.05.2018)**

№	Станция	Программа	Поступление данных (начало)
		<i>ААК</i>	
1	Иркутск	Расширенная	Апрель 2012
2	Магадан	Стандартная	Март 2013
3	Омск	Стандартная	Май 2013
4	Самара	Стандартная	Сентябрь 2012
5	Диксон ¹	Стандартная	Август 2012
6	Цимлянск	Стандартная	Декабрь 2012
7	Верхнее Дуброво	Расширенная	Май 2012
8	Подмосковная	Расширенная	Сентябрь 2011
9	Якутск	Расширенная	Октябрь 2011
10	Оймякон	Стандартная	Август 2012
11	Верхоянск	Стандартная	Август 2012
12	Хабаровск	Стандартная	Ноябрь 2011
13	Сад-Город	Расширенная	Октябрь 2012
14	Петропавловск-Камчатский	Расширенная	Сентябрь 2013
15	Каргополь	Расширенная	Апрель 2012
16	Александровское	Стандартная	Декабрь 2012
17	Огурцово	Расширенная	Январь 2014
18	Чита	Стандартная	Сентябрь 2012
19	Южно-Сахалинск	Стандартная	Июль 2016

Продолжение таблицы 1

№	Станция	Программа	Поступление данных (начало)
		АИК	
1	Астрахань	Стандартная	Июль 2015
2	Воейково	Стандартная	Май 2014
3	Кострома	Стандартная	Июнь 2014
4	Курск	Стандартная	Май 2015
5	Мурманск	Стандартная	Июнь 2015
6	Умба	Стандартная	Май 2015
7	Оренбург	Стандартная	Июнь 2015
8	Смоленск	Стандартная	Июнь 2015

¹ Из-за отказов работы в условиях низких температур ААК на ст. Диксон в мае 2017 г. был демонтирован и доставлен в Архангельск для решения вопроса о дальнейшем использовании.

В настоящее время регистрация составляющих радиационного баланса ведется автоматизированными комплексами различных типов, предназначенными для проведения непрерывных круглосуточных измерений радиационного баланса и его составляющих на метеорологических станциях Росгидромета (см. табл. 1):

- УАР (устаревший комплекс, требующий замены) — 14 шт.;
 - ААК (установка с датчиками фирмы «Kipp&Zonnen») — 19 шт.;
 - АИК (установка российско-белорусского производства) — 8 шт.
- Описание УАР содержится в РД 52.04.562-96. (1997).

Комплекс ААК

Комплекс ААК по стандартной программе обеспечивает наблюдения за прямой солнечной (S), рассеянной (D), суммарной (Q), отраженной (Rk) радиацией, атмосферной радиацией (длинноволновым излучением атмосферы — E_a), земной радиацией (длинноволновым излучением деятельной поверхности — E_з). Отдельные ААК содержат датчики для измерения суммарной ультрафиолетовой радиации в зонах УФ-А (315—400 нм), УФ-В

(280—315 нм) и тем самым обеспечивают выполнение расширенной программы наблюдений.

В состав ААК входят (см. табл. 2):

- актинометрические датчики: актинометр (пиргелиометр) для измерения прямой солнечной радиации, три пиранометра для измерения суммарной, рассеянной, отраженной радиации, два пиргеометра для измерения приходящей и уходящей длинноволновой радиации в диапазоне длине волн от 4,5 до 42 мкм;

- следящая система (трекер), которая обеспечивает постоянное нацеливание пиргелиометра (актинометра) на Солнце, а также затенение пиранометра, измеряющего рассеянную радиацию, и пиргеометра, измеряющего атмосферную радиацию;

- стойка-стрела для размещения пиранометра, измеряющего отраженную радиацию, и пиргеометра, измеряющего земную радиацию; на стойке также размещаются ультрафиолетметры;

- контроллер для сбора показаний актинометрических датчиков, первичной обработки и передачи в персональный компьютер;

- персональный компьютер для сбора, обработки и хранения информации;

- специализированное программное обеспечение для обработки результатов измерений и представления данных в требуемых форматах.

Примеры установки комплекса ААК представлены на рис. 2—3.

По данным измерений получается информация о прямой солнечной радиации на нормальной лучу (S) и на горизонтальной поверхности (S'), рассеянной (D), суммарной (Q), отраженной (Rk) радиации, радиационном балансе (B), длинноволновом балансе (Вд), альbedo подстилающей поверхности (Ак), ультрафиолетовой радиации УФ-А и УФ-В, продолжительности солнечного сияния (ПСС).

В комплексе ААК отсутствует балансомер, и радиационный баланс непосредственно не измеряется, однако он рассчитывается по показаниям обращенных вверх и вниз пар пиранометров и пиргеометров. ААК предусматривает получение данных о радиационном балансе как

$$B = Q - Rk + E_a - E_z.$$

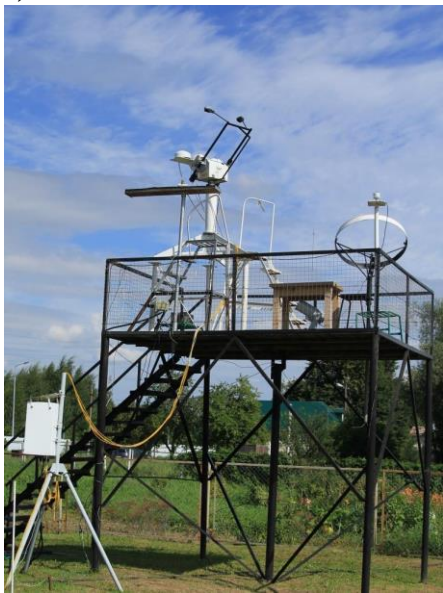
Таблица 2

Состав ААК

Наименование датчика, устройства, производитель	Назначение	Размещение, состояние при измерениях
Пиргелиометр (актинометр) СНР1, Kipp&Zonen	Измерение прямой солнечной радиации S	На следящей системе (трекере), постоянно нацеливается на солнце.
Пиранометр СМР6 Kipp&Zonen	Измерение рассеянной радиации D	На следящей системе (трекере), постоянно затеняется от прямых солнечных лучей.
Пиранометр СМР6, Kipp&Zonen	Измерение суммарной радиации Q	На следящей системе (трекере), не затеняется.
Пиранометр СМР6, Kipp&Zonen	Измерение отраженной радиации Rk	На конце стойки-стрелы, обращен вниз.
Пиргеометр СG4 Kipp&Zonen,	Измерение атмосферной радиации E _a	На следящей системе (трекере), постоянно затеняется от прямых солнечных лучей.
Пиргеометр СG4 Kipp&Zonen,	Измерение земной радиации E _з	На конце стойки-стрелы, обращен вниз.
Ультрафиолетметр Kipp&Zonen	Измерение ультрафиолетовой радиации УФ-А (315—400 нм)	На стойке-стреле.
Ультрафиолетметр, Kipp&Zonen	Измерение ультрафиолетовой радиации УФ-В (280—315 нм)	На стойке-стреле.

Наименование датчика, устройства, производитель	Назначение	Размещение, состояние при измерениях
Контроллер QML201, фирма Vaisala	Сбор первичных данных и передача их в персональный компьютер	На метеорологической площадке, на специальной стойке либо на опоре платформы с трекером.
Следящая система, фирма Kipp&Zonen	Автоматическое нацеливание пиргелиометра на солнце и затенение пиранометра и пиргеометра	На метеорологической площадке, на жесткой платформе.
Платформа, готовится на местах	Для размещения трекера	На метеорологической площадке, забетонирована в грунт.
Стойка-стрела, завод «Луч», г. Новосибирск	Размещение ультрафиолетметра и обращенных вниз датчиков .	На метеорологической площадке, забетонирована в грунт.
Персональный компьютер ПЭВМ	Получение данных из контроллера и обработка информации	В помещении станции.
Программное обеспечение (ПО)	Обработка информации, формирование архивных файлов	Загружено в ПЭВМ.
ААК, разработка ФГБУ «ГГО»		
Блок бесперебойного питания, ЗАО ЛАНИТ	Обеспечение работы комплекса при отключении электроэнергии	В помещении станции.

а)



б)



в)



Рис. 2. Автоматизированный актинометрический комплекс (ААК).
Трекер с датчиками на станциях Подмосковная (а), Санкт-Петербург (б), Цимлянск (в).

а)



б)



в)



г)



д)



Рис. 3. Автоматизированный актинометрический комплекс (ААК).

а) — стойка-стрела,

б) — актинометр и пиранометр на трекере;

в) — пиранометр для измерения отраженной радиации (справа) и пиргеометр для измерения E_z (слева) на стойке-стреле;

г) — контроллер;

д) — ультрафиолетметры

Продолжительность солнечного сияния в соответствии с рекомендациями ВМО определяется по пиргелиометру (актинометру) как время, в течение которого прямая солнечная радиация S превышает $0,12 \text{ кВт/м}^2$.

Комплексы были установлены на станциях в 2011 г., ввод в работу произведен в 2011—2013 г. (см. табл. 1).

Как показали результаты ранее выполненных ГГО сравнительных наблюдений, а также опыт их использования на ряде станций Росгидромета в условиях высоких широт, приборы фирмы Kipp&Zonen надежны, удобны в работе и обеспечивают однородность рядов (Бычкова и др., 2008а).

При вводе ААК в работу были проведены сравнительные (параллельные синхронные) наблюдения продолжительностью не менее одного года, по результатам которых установлено, что расхождения между данными ААК и табельными средствами измерений в основном лежат в пределах погрешностей измерений табельных приборов. Это свидетельствует об отсутствии необходимости вводить коэффициенты увязки автоматизированных и исторических рядов актинометрических наблюдений (Гаврилова и др., 2015).

Комплексы ААК имеют недостатки в конструкции следящей системы (трекере), приводящие к сбоям в работе при температуре ниже -40°C (в отдельных случаях — при температурах ниже -25°C). При таких условиях не обеспечиваются нацеливание актинометра на Солнце и затенение пиранометра, измеряющего рассеянную радиацию.

Ввиду того, что случаи сбоев работы трекера на сети не единичны были разработаны рекомендации по получению данных с минимально возможными потерями информации, в которых предлагаются два варианта измерений:

- *вариант 1* предусматривает получение данных с использованием только тех датчиков ААК, работа которых не зависит от трекера;
- *вариант 2* предусматривает проведение измерений комплексом ААК с использованием части приборов штатной установки УАР.

По первому варианту измеряются величины Q , R_k , E_a , E_z , по которым определяются значения альбеда подстилающей поверхности A_k и коротковолнового баланса B_k . Таким образом, из числа 11-и возможных получают данные для 6-и радиационных характеристик.

По второму варианту для измерения рассеянной радиации пиранометр устанавливают в теневом кольце установки УАР. Это позволяет регистрировать D , Q , R_k , E_z , E_a и получать S' , D , Q , R_k , B , B_k , B_d , E_z , E_a , т. е. 9 из 11-и возможных радиационных характеристик. Отсутствуют лишь данные о прямой солнечной радиации S и продолжительности солнечного сияния ПСС.

Данный вариант в 2017 г. был отработан в Приморском УГМС и использовался на станции Сад-Город.

Комплекс АИК

АИК обеспечивает измерение следующих величин: S , D , Q , R_k , $B - S'$, на основе которых получается информация о S , S' , D , Q , R_k , B , B_k , B_d , A_k и продолжительности солнечного сияния (ПСС).

В состав АИК входят (см. табл. 3):

- комплект актинометрических датчиков фирмы ОАО «Пеленг»: актинометр, три пиранометра, балансомер;
- вспомогательное оборудование для размещения датчиков: следящая система (трекер), теневое кольцо, стойка-стрела;
- контроллер для сбора показаний актинометрических датчиков, первичной обработки и передачи в персональный компьютер;
- персональный компьютер для сбора, обработки и хранения информации;
- специализированное программное обеспечение для обработки результатов измерений и представления их в требуемых форматах;

Дискретность измерения составляет 1 с, период осреднения: 1 мин, 1 ч, 1 сут.

Опыт эксплуатации АИК показал, что трекары этих комплексов, работают достаточно надежно. В ОАО «Пеленг» они испытывались в термокамере при температуре до $-70\text{ }^{\circ}\text{C}$, поэтому можно ожидать, что проблем в процессе их эксплуатации на сети быть не должно.

Таблица 3

Состав АИК

Наименование датчика, устройства, производитель	Назначение	Размещение, состояние при измерениях
Актинометр «Пеленг СФ-12»	Измерение прямой солнечной радиации S	На следящей системе (трекере), постоянно нацеливается на солнце.
Пиранометр «Пеленг СФ-06»	Измерение рассеянной радиации D	На следящей системе (трекере), постоянно затеняется от прямых солнечных лучей.
Пиранометр «Пеленг СФ-06»	Измерение суммарной радиации Q	На торце стойки-стрелы, обращен приемной поверхностью вверх.
Пиранометр «Пеленг СФ-06»	Измерение отраженной радиации Rk	На конце стойки-стрелы, обращен приемной поверхностью вниз.
Балансометр «Пеленг СФ-08»	Измерение радиационного баланса В	В теновом кольце, постоянно затеняется от прямых солнечных лучей.
Примечание. Датчики «Пеленг СФ-12», «Пеленг СФ-06», «Пеленг СФ-08» выпускаются ОАО «Пеленг» (г. Минск, Республика Беларусь)		

Наименование датчика, устройства, производитель	Назначение	Размещение, состояние при измерениях
Контроллер, НПО «Тайфун»	Сбор первичных данных и передача их в персональный компьютер.	На метеорологической площадке, на опоре трекера либо на специальной стойке.
Следящая система (трекер) типа ПСС-1, ОАО «Пеленг»	Автоматическое нацеливание актинометра на солнце и затенение пиранометра.	На метеорологической площадке, на жесткой платформе.
Стойка-стрела, НПО «Тайфун»	Размещение пиранометров, измеряющих Q и Rk.	На метеорологической площадке, забетонирована в грунт.
Теневое кольцо, НПО «Тайфун»	Затенение балансомера.	На метеорологической площадке, забетонировано в грунт.
Персональный компьютер ПЭВМ	Получение данных из контроллера и их обработка информации.	В помещении станции.
Программное обеспечение (ПО) АИК, разработка ФГБУ «ГГО»	Обработка информации, формирование архивных файлов.	Загружено в ПЭВМ.
Блок бесперебойного питания, НПО «Тайфун»	Обеспечение работы комплекса при отключении электроэнергии.	В помещении станции.

Примеры размещения комплекса АИК на метеорологической площадке представлены на рис. 4.

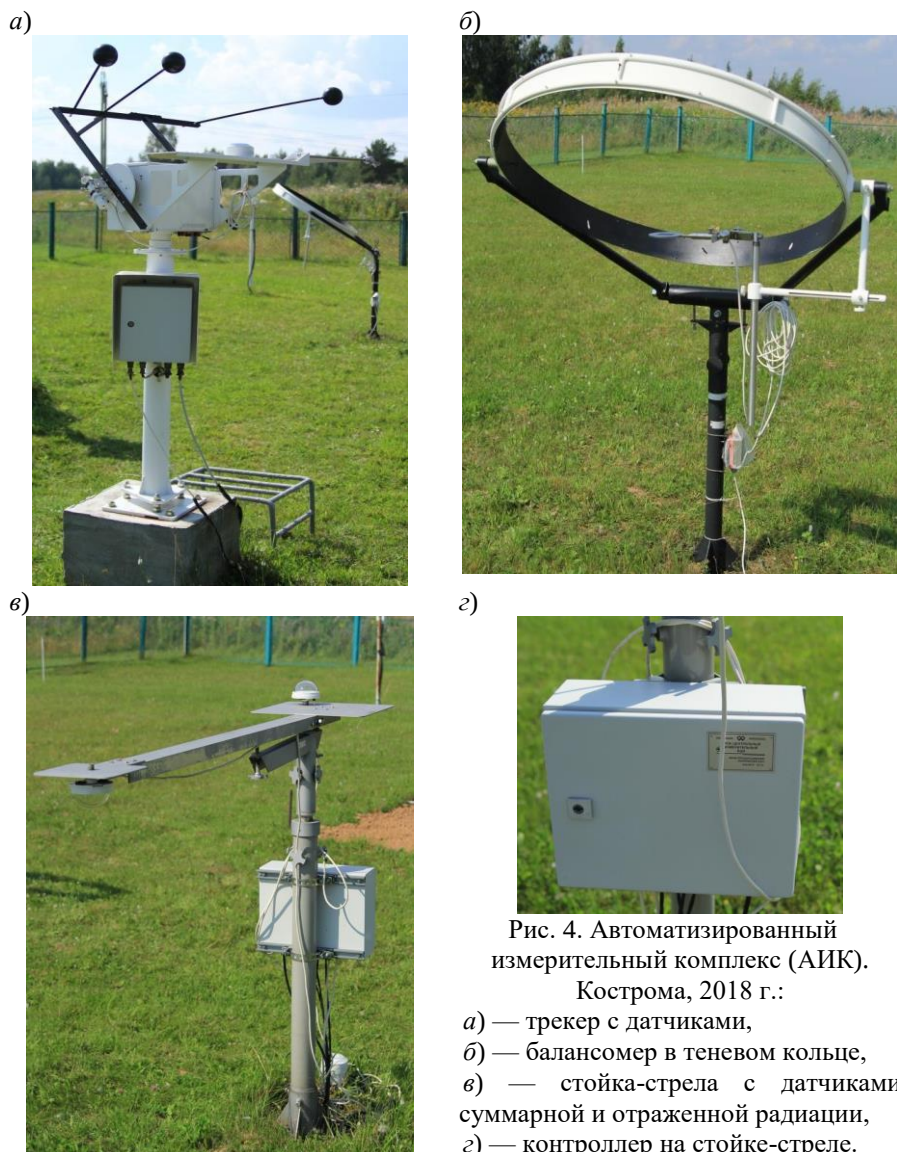


Рис. 4. Автоматизированный измерительный комплекс (АИК).
 Кострома, 2018 г.:

Датчики АИК и УАР по конструкции и метрологическим характеристикам идентичны. АИК вводились в работу на станциях, где регистрация составляющих радиационного баланса была прекращена из-за выхода из строя оборудования. В связи с этим возможности для проведения параллельных наблюдений на большинстве станций отсутствовали.

Исключение составляет станция Оренбург, на которой с 2016 г. по июнь 2018 г. наблюдения проводились по УАР и АИК.

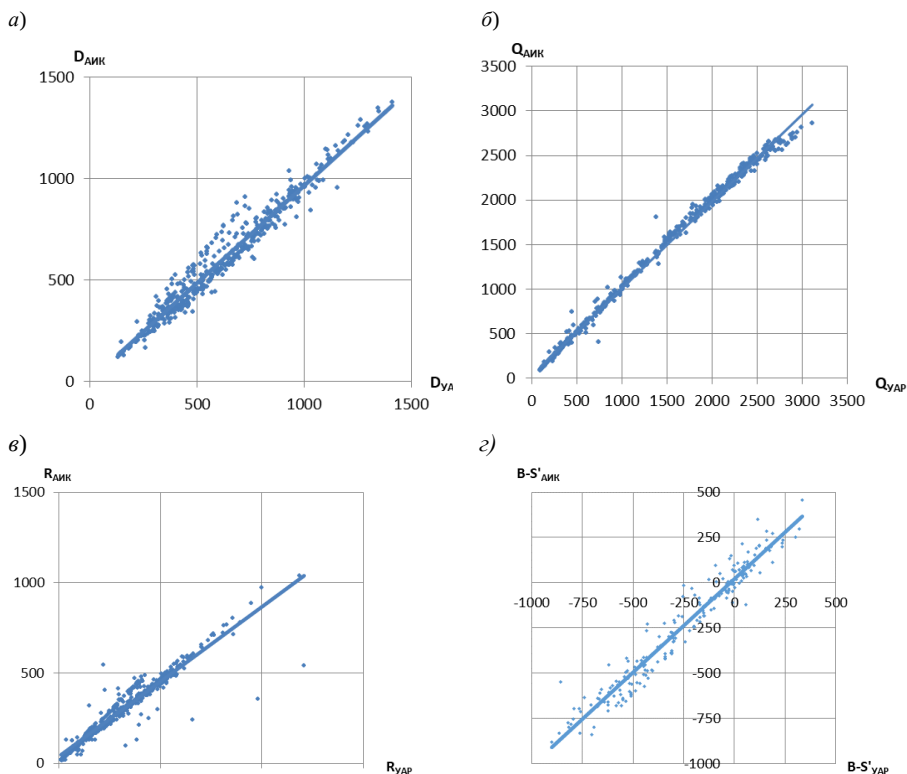


Рис. 4. Результаты сравнительных наблюдений УАР и АИК. Оренбург,

- а) — рассеянная радиация, $D_{\text{АИК}} = 0,96D_{\text{УА}} + 5,18$, $R^2 = 0,95$,
- б) — суммарная радиация, $Q_{\text{АИК}} = 0,97Q_{\text{УА}} + 36,41$, $R^2 = 0,99$
- в) — суммарная радиация, $R_{\text{АИК}} = 0,83R_{\text{УА}} + 38,33$, $R^2 = 0,90$
- г) — радиационный баланс, $(B-S')_{\text{АИК}} = 1,04(B-S')_{\text{УА}} + 21,14$, $R^2 = 0,94$.

Сравнение результатов, полученных на этой станции за период 2016—2017 гг. показало, что расхождения суточных сумм суммарной и рассеянной радиации составляют в среднем 3—4 %, а для отраженной радиации 8 % (см. рис. 4).

Поведенные на полигоне Воейково испытания АИК позволили отработать методику измерений, а также протестировать и доработать программное обеспечение.

Программное обеспечение ААК и АИК

Использование контроллера и разработанного ГГО для комплексов ААК и АИК программного обеспечения (ПО ААК и ПО АИК, соответственно) переводят работу станции на современный уровень. ПЭВМ, входящие в состав ААК и АИК, составляют автоматизированные рабочие места для сбора, обработки и хранения актинометрической информации. ПО комплексов ААК и АИК, имеющие свидетельства о регистрации (АРМ оператора..., 2013; Программное обеспечение, 2017), обеспечивает представление как непосредственно измеряемых актинометрическими датчиками параметров, так и рассчитанных в цифровом виде, производит осреднение данных за различные временные интервалы (минутные, среднечасовые, суточные), позволяет дистанционно передавать информацию в несколько адресов.

Здесь уместно напомнить, что при работе УАР показания датчиков наносятся точками на бумажную диаграммную ленту аналогового самопишущего прибора КСП-4, по которым вручную определяют среднечасовые значения, передаваемые в центры сбора данных. Ленты получают в единственном экземпляре и хранятся на станции, поэтому контроль значений, измеренных с временным разрешением менее часа, в центрах невозможен.

ПО ААК формирует месячные массивы данных, которые распределяются по папкам, содержащим:

- текущие осредненные за минуту и час значения всех параметров, непосредственно измеряемых комплексом ААК;

– значения видов радиации (среднечасовые и часовые суммы), не измеряемых традиционными техническими средствами и не обрабатываемых существующей (6-й) версией системы SONE (Еа, Ез, УФ-А, УФ-В, ПСС);

– исходные данные, сформированные для ввода в систему обработки SONE.

ПО ААК обеспечивает дополнение данных наблюдений ААК информацией, получаемой автоматическими метеорологическими комплексами (АМК) об условиях измерений: температуре воздуха и почвы, атмосферном давлении, влажности воздуха, скорости ветра. В материалах наблюдений, получаемых с помощью УАР, такая информация отсутствует, однако она необходима как при контроле информации, так и при обобщениях данных измерений.

ПО АИК осуществляет обработку результатов измерений основных составляющих радиационного баланса, формирование исходных данных для ввода в систему обработки SONE, а также рассчитывает продолжительность солнечного сияния и характеристики прозрачности атмосферы.

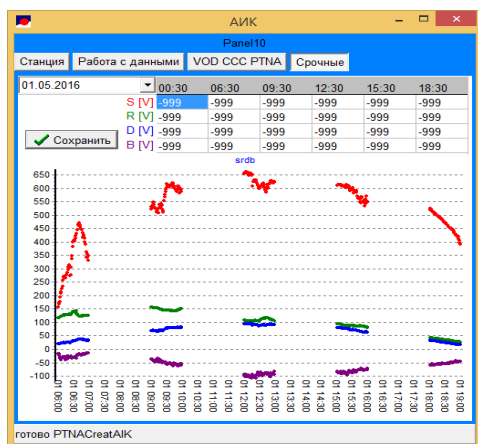


Рис. 5. Окно, создаваемое ПО АИК, для получения значений составляющих радиационного баланса в стандартные актинометрические сроки.

Дополнительно ПО АИК позволяет получать информацию о составляющих радиационного баланса в основные актинометрические сроки, что обеспечивает пополнение рядов срочных наблюдений, поскольку при оснащении станции автоматизированным комплексом такие наблюдения, как правило, отменяются. Если обычно процесс выполнения срочного наблюдения продолжается порядка 10 мин и показания приборов снимаются не одновременно, то с помощью ПО АИК все показания синхронны. Пример окна с данными для срочных наблюдений представлен на рис. 5.

ПО ААК и ПО АИК внедрены на всех станциях, где работают автоматизированные комплексы, передающие данные измерений для последующего включения в РСБД «Актинометрия».

Возможности для дальнейшей автоматизации актинометрических наблюдений

Важным вкладом в автоматизацию и модернизацию актинометрических наблюдений может стать внедрение на сети комплекта типа «Пеленг», который первоначально предназначался для замены устаревших и выходящих из строя электролитических интеграторов, используемых для получения только суточных сумм радиации (как правило, суммарной).

В настоящее время ОАО «Пеленг» выпускает 3-х канальные электронные блоки, включающие в себя датчики (пиранометры ОАО «Пеленг»), электронный блок, программное обеспечение (ПО-Б). Данный комплект сертифицирован в Ростехрегулировании.

Комплект позволяет измерять суммарную, рассеянную и отраженную радиацию и получать данные в основные актинометрические сроки, а также часовые и суточные суммы радиации. Подобно АИК электронный блок с ПО-Б позволяет получать минутные и среднечасовые значения показаний датчиков, формирует входную информацию для обработки системой SONE.

Внедрение данного комплекта позволяет перевести станцию, работавшую по программе измерений суточных сумм радиации, в

разряд работающей по программе регистрации отдельных видов радиации — от одного до трех.

Электронный блок ОАО «Пеленг» может использоваться как с датчиками типа «Пеленг», так и с ранее изготовленными Тбилиским заводом «Гидрометприбор».

В планах ОАО «Пеленг» выпуск 8-канального электронного блока, который может быть использован для дальнейшей модернизации срочных наблюдений.

Автоматизация работающих на сети УАР может быть осуществлена путем замены прибора КСП-4 блоком центральным измерительным (БЦИ), выпускаемым НПО «Тайфун». К БЦИ могут подключаться как датчики типа «Пеленг», так и работавшие в составе УАР. В качестве программного обеспечения может использоваться ПО АИК. Опыт использования БЦИ вместо КСП-4 имеется на станции Оренбург.

Обработка, контроль и хранение актинометрической информации

ГГО осуществляет полный комплекс работ по сбору, контролю, архивации и хранению актинометрической информации.

В соответствии с принятым регламентом материалы актинометрических наблюдений должны поступать в ГГО не позднее, чем через 45 дней после окончания календарного месяца. В настоящее время месячные массивы данных поступают из большинства УГМС (из пунктов наблюдений) по электронной почте значительно раньше установленных сроков.

Обработка актинометрической информации

Стандартная информация

В настоящее время обработка получаемых в пунктах наблюдений станциях первичных актинометрических данных производится системой «Комплекс программ обработки актинометрической информации для сети станций Российской Федерации «SONE». Версия 6», которая выполняет обработку данных и формирует

стандартный набор таблиц ТМ-13 и архивные файлы данных для пополнения режимно-справочного банка данных (РСБД) «Актинометрия» и Госфонда.

Результаты наблюдений, выполненных автоматизированными комплексами, также обрабатываются системой «SONE». Для этого ПО ААК и ПО АИК формируют массивы входных данных в установленном для обработки формате, что позволяет получать стандартный набор архивных файлов и таблиц.

Обработка осуществляется в УГМС или в пунктах наблюдений.

Дополнительная информация, получаемая ААК и АИК

Как уже отмечалось, автоматизированные комплексы обеспечивают получение дополнительной информации: в ААК — это длинноволновая радиация E_a и E_z , ультрафиолетовая радиация в областях спектра А и В, продолжительность солнечного сияния, в АИК — только продолжительность солнечного сияния. Указанные параметры обрабатываются ПО ААК и ПО АИК.

ПО ААК для каждого месяца представляет набор файлов (электронных таблиц), содержащих часовые суммы длинноволновой приходящей (E_a) и уходящей (E_z) радиации, ультрафиолетовой радиации УФ-А и УФ-В. Структура этих файлов подобна таблице ТМ-13, т. е. в первом столбце указан день месяца, а в каждой строке — значения часовых сумм радиации за сутки для часовых интервалов от 0—1 до 23—24 ч.

Данные о продолжительности солнечного сияния представлены часовыми и трех часовыми значениями. Файлы содержат суточные, декадные и месячные значения продолжительности солнечного сияния, месячные суммы ППС за каждый час.

ПО АИК формирует файлы с часовыми суммами продолжительности солнечного сияния по образцу таблицы ТМ-13.

Указанные дополнительные данные должны анализироваться и контролироваться.

Данные о длинноволновой радиации используются для расчета радиационного баланса и анализируются при контроле традиционно получаемой информации.

Анализ данных о ПСС был начат еще на этапе проведения сравнительных наблюдений (Гаврилова и др., 2014). Сравнение продолжительности солнечного сияния по данным ААК с данными штатного гелиографа ГУ-1 на полигоне Воейково за период с января 2017 по июнь 2018 гг. подтвердило ранее полученные данные о наличии расхождений как в суточных, так и в месячных значениях ПСС: по данным ААК в 11-и из 18 месяцев ПСС оказалась ниже, чем гелиографу. Месячные значения ПСС различались в пределах от +4,2 ч (январь 2017 г.) до –19,9 ч (август 2017 г.), что составило соответственно +12,6 и –10,5 %. Пример сопоставления данных о ПСС представлен на рис. 6. Исследования связей между данными ПСС, получаемыми ААК и по ГУ-1 должны быть продолжены.

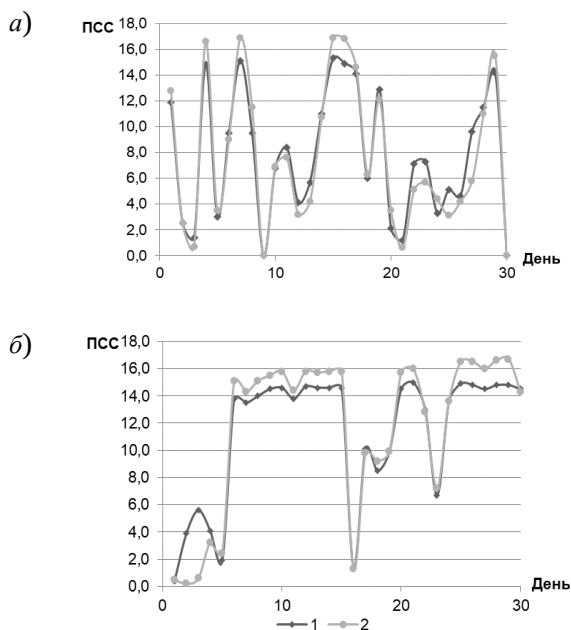


Рис. 6. Продолжительность солнечного сияния за сутки по данным гелиографа ГУ-1 (1) и АИК (2):
а) — июнь 2017 г., б) — июнь 2018 г. Воейково.

Для предварительного анализа данных об ультрафиолетовой радиации по результатам наблюдений станций Подмосковная и Верхнее Дуброво оценивалась доля УФ-А в суммарной радиации. Оказалось, что отношение $Q_{\text{УФ-А}}$ к Q меняется мало и колеблется для часовых сумм от 5 до 7,5 %, а для месячных сумм составляет ~ 6 %. Сопоставление месячных сумм УФ-А для станций Подмосковная и Метеорологическая обсерватория МГУ (МО МГУ) за 2017 и отдельные месяцы 2018 г. показало, что суммы УФ-А, полученные на станции Подмосковная, выше, чем по наблюдениям МО ГГО. Причины полученных расхождений еще предстоит выяснить.

Контроль актинометрической информации

Важным в работе ГГО, как методического центра, является контроль достоверности материалов наблюдений, поступающих с сети. Наряду с традиционными методами ГГО используется специализированная программа контроля (ПО-К) наиболее объемных данных регистрации, которая представляет измеряемые и расчетные параметры в табличной форме, удобной при контроле, а также в виде графиков межэлементных связей составляющих радиационного баланса. Подробное описание ПО-К содержится в статье Л. В. Луцко с соавторами (2017).

ПО-К используется в некоторых УГМС. Наиболее тщательно контролируется информация, поступающая со станций, которые участвуют в международном обмене радиационными данными по линии ВМО. Проверенные материалы передаются в Международный центр радиационных данных (МЦРД), который представляет их в ежеквартальных Бюллетенях, размещаемых на сайте <http://wrdc.mgo.rssi.ru>.

Хранение актинометрической информации

Функционирующий при ГГО РСБД «Актинометрия», формирование которого было начато в конце 1980-х годов, состоит из трех базовых и ряда сформированных на их основе вспомогательных архивов.

Архивы РСБД непрерывно пополняются текущей информацией. При этом сохраняются поступившие оригиналы, а также данные с исправлениями, внесенными при контроле достоверности.

По окончании календарного года архивы РСБД передаются в Госфонд (ВНИИГМИ-МЦД) за предыдущий год, так в 2017 году в ЕГФД были переданы данные за 2016 год. Объем передаваемой в Госфонд информации составляет порядка 22 Мб.

Методические инспекции

На протяжении многих лет инспекции УГМС по разделу «актинометрические наблюдения» проводились совместно с метеорологическими. С 2016 г. они были выделены в Плане инспекций Росгидромета в отдельное мероприятие.

В 2011—2018 гг. были проинспектированы Северо-Западное, Северное, Якутское, Уральское, Приволжское, Мурманское, Северо-Кавказское и Центральное УГМС. В период инспекций специалисты ГГО посещают станции, оснащенные автоматизированными комплексами ААК и АИК, и при наличии погодных условий выполняют сличения рабочих приборов комплексов с эталоном УГМС. Результаты сличений оформляются протоколами.

Акты инспекций отдельных станций и УГМС в установленном порядке целом передаются в УГМС, ГГО и направляются в Росгидромет.

Инспекции показывают, что в УГМС и на станциях в целом соблюдаются требования руководящих документов, наблюдения проводятся правильно.

Обслуживание пользователей актинометрической информацией

Актинометрическая информация относится к категории режимной, что во многом и определяет характер ее использования, в первую очередь в научных исследованиях.

Поскольку солнечная радиация является важнейшим климатообразующим фактором, исследования ее временных и пространственных изменений является обязательной частью мониторинга климата. Результатом исследований являются ежегодно публикуемые в Докладе Росгидромета об особенностях климата на территории Российской Федерации разделы «Радиационный режим», «Оптическая плотность и прозрачность атмосферы» (<http://climatechange.igce>).

Обобщения, выполненные по материалам актинометрической сети, входят в Оценочные доклады Росгидромета по изменениям климата на территории РФ за 2008 и 2014 гг.

Для задач мониторинга различного масштаба (локального, регионального, глобального) особую ценность представляют данные наблюдений так называемых длиннорядных станций, сохранение которых является одной из приоритетных задач для каждой наблюдательной сети.

К прикладным задачам, решение которых невозможно без использования актинометрической информации, относятся в первую очередь задачи строительного проектирования зданий и сооружений, включающие расчеты теплового режима зданий и сооружений, дефицита тепла зданий, температуры наружных поверхностей ограждающих конструкций, а также оценки мощностей отопительных систем и кондиционеров, естественной освещенности внутри зданий, количества солнечной радиации, поступающей внутрь помещений и продолжительности инсоляции.

Все возрастающий в мировом масштабе интерес к использованию экологически чистых возобновляемых источников энергии требует активизации прикладных исследований и разработок по оценке гелиоэнергетических ресурсов и выполнению расчетов гелиотехнических средств, исходной информацией для которых служат сетевые актинометрические данные.

На сегодняшний день реально постоянным пользователем актинометрической информации являются Мировой центр радиационных данных (МЦРД) ВМО, отдел климатологи ГГО, ААНИИ.

В ААНИИ ежемесячно передаются проконтролированные материалы актинометрических наблюдений 18 полярных станций.

Специализированные запросы выполняются по мере их поступления.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бычкова А. П., Луцько Л. В., Лыков А. Д., Соколенко С. А. (2008а). О сравнениях актинометрического комплекса фирмы Kipp&Zonen и табельных приборов Росгидромета.- Труды ГГО. Вып. 558. С. 172—196.

Бычкова А. П., Казеев Ю. И., Кривонощенко В. И., Луцько Л. В., Соколенко С. А. (2008б). Новые приборы для актинометрических наблюдений на сети // Труды ГГО. Вып. 557. С. 133—146.

Гаврилова С. Ю., Иванова Т. А., Луцько Л. В., Мясникова О. А. (2015). Итоги состояния и функционирования автоматизированной метеорологической и актинометрической сетей в 2014 г. // Труды ГГО. Вып. 577. С. 7—33.

Луцько Л. В., Махоткина Е. Л. (2011). О модернизации метеорологической сети // Труды ГГО. Вып. 564 С. 51—65.

Луцько Л. В., Махоткин А. Н., Ерохина А. Е., Бычкова А. П. (2017). О методике контроля данных о составляющих радиационного баланса, получаемых на сети Росгидромета по программе регистрации // Труды ГГО. Вып. 586. С. 205—233.

Луцько Л. В., Шевченко А. И., Коломбет С. В. (2013) АРМ оператора автоматизированного актинометрического комплекса. — Свидетельство о гос. регистрации программы для ЭВМ № 2013660165 от 25.10.2013.

Луцько Л. В., Миллер Е. А., Рябинин И. О., Махоткина Е. Л., Махоткин А. Н. (2017) Программное обеспечение для актинометрического измерительного комплекса. (2017). — Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2017616912 от 19.06.2017

РД 52.04.562-96. (1997). Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. Выпуск 5. – М.: Росгидромет. 222 с.

РД 52.04.688-2006. Положение о методическом руководстве наблюдениями за состоянием окружающей среды и ее загрязнением. Часть 1. Метеорологические, актинометрические и теплобалансовые наблюдения. (2006) — М.: Метеоагентство Росгидромета 46 с.

<http://wrdc.mgo.rssi.ru>

<http://climatechange.igce>

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕРНИЗАЦИИ И РАСШИРЕНИЯ СЕТИ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА АТМОСФЕРНЫМ ЭЛЕКТРИЧЕСТВОМ

Л. Г. Соколенко, Б. Г. Зайнетдинов

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

E-mail: sokolenko_lg@mail.ru,
bulatoss@yandex.ru

Поступила в редакцию 15.12.2017
Поступила после доработки 4.08 2018

Первые сведения об эпизодических наблюдениях за атмосферным электричеством в России относятся к началу прошлого века, регулярные постоянные наблюдения начались с конца 1950-х гг. на организованной в СССР атмосферно-электрической сети Росгидромета для решения задач Международного геофизического года. Приказом ГУГМС № 146 от 31.08.1962 г. сеть была признана постоянно действующей.

Основными целями работы сети были:

- выяснение природы электрического поля атмосферы,
- изучение возможностей использования данных об атмосферном электричестве в приземном слое для контроля загрязненности атмосферы аэрозольными частицами и радиоактивными веществами,
- обеспечение ведомств и отраслей экономики информацией о характеристиках атмосферного электричества и антропогенном воздействии на окружающую среду.

Являясь частью Мирового центра данных по атмосферному электричеству, ФГБУ «ГГО» обеспечивало сбор, публикацию (Результаты наземных наблюдений за атмосферным электричеством (мировая сеть) и хранение данных наземных измерений по

атмосферному электричеству на мировой сети с 1964 по 1990 гг., в настоящее время продолжается накопление информации, получаемой со станций национальной сети (Попов, Соколенко, 2013).

В последние десятилетия (после распада СССР) сеть пунктов наблюдений за атмосферным электричеством сократилась до четырех: Воейково, Верхнее Дуброво, Иркутск, Южно-Сахалинск. На всех пунктах сети согласно методическим указаниям РД 52.04.168 – 2001 измерялись напряженность электрического поля атмосферы E , а на двух пунктах (Воейково и Иркутск) удельные полярные (положительная и отрицательная) электрические проводимости воздуха L^+ и L^- в приземном слое атмосферы.

В связи с изношенностью СИ, а также с современными требованиями к получению данных в оперативном режиме ФГБУ «ГГО» в последние годы проводило работы по подготовке переоснащения и расширения наблюдательной атмосферно-электрической сети. Устаревшая элементная база и использование в качестве регистратора потенциометра КСП-4 не позволяли автоматизировать процесс получения данных наблюдений, и большая часть обработки проводилась ручным способом.

В рамках федеральной целевой программы «Геофизика» специалистами лаборатории атмосферного электричества ФГБУ «ГГО» были разработаны автоматизированные измерители напряженности электрического поля атмосферы «Поле-2М» и электрической проводимости воздуха «Электропроводность-2М» (Зайнетдинов и др., 2015), предназначенные для непрерывной работы и передачи данных в оперативном режиме по каналам ведомственной сети связи (ВСС) в специализированный центр данных по атмосферному электричеству (СЦД АЭ) ФГБУ «ГГО». Оба измерителя, сведения о которых приведены в табл. 1, прошли испытания с целью утверждения типа, занесены в госреестр средств измерений и имеют утвержденные Росстандартом методики поверки. Для обеспечения управления, регистрации и обработки результатов измерений, разработаны программные продукты, оформленные в качестве объектов интеллектуальной собственности.

Таблица 1

**Сведения о документации на измерители «Поле-2М»
и «Электропроводность-2М»**

Тип СИ	№ свидетельства утверждения типа	Дата	Регистра- ционный номер	Методика проверки
Измеритель «Поле-2М»	RU.C.34.001.A № 52463	22.11.2013.	55005-13	МП 2201-0029- 2013
Измеритель «Электропро- водность-2М»	RU.C.34.002.A № 61992	12.04.2016.	63668-16	651-15-42 МП

На базе измерителей «Поле-2М» и «Электропроводность-2М» создан автоматизированный атмосферно-электрический измерительный комплекс АЭИК (рис. 1) для переоснащения действующих пунктов и организации наблюдений за АЭ на других пунктах, где раньше такие наблюдения не проводились. В связи с переходом на автоматизированные наблюдения в 2017 году разработан и внедрен на наблюдательной сети РД 52.04.168-2017 «Наблюдения за атмосферным электричеством с использованием автоматизированных средств измерений» (Соколенко и др., 2017).

Начиная с 2013 года на основе разработанной концепции развития сети наблюдений за атмосферным электричеством в период 2014—2015 гг. были выполнены работы по переоснащению четырех действующих пунктов, из которых в Воейково, Верхнем Дуброво, Южно-Сахалинске штатные измерители «Поле-2» и в Иркутске коллекторная установка (CU) были заменены на новые автоматизированные измерители «Поле-2М», а в Воейково измеритель «Электропроводность-2» и в Иркутске прибор проводимости воздуха (PPV) заменены на измерители «Электропроводность-2М». Также дополнительно к существующим были организованы такие наблюдения на других пяти пунктах на территории РФ.

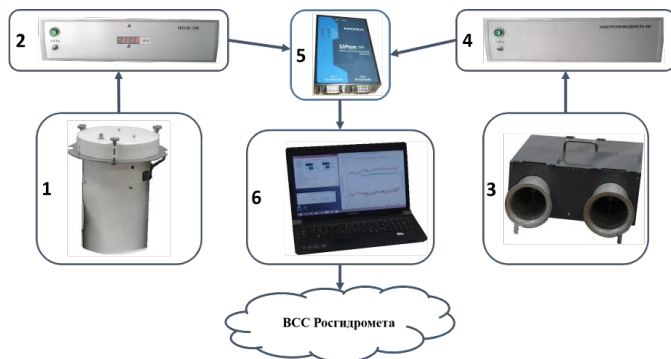


Рис. 1. Атмосферно-электрический измерительный комплекс АЭИК.
 1 — ВБ измерителя "Поле-2М"; 2 — БПС измерителя "Поле-2М";
 3 — ВБ измерителя "Электропроводность-2М"; 4 — БПС измерителя
 "Электропроводность-2М"; 5 — преобразователь интерфейсов;
 6 — персональный компьютер для регистрации результатов измерений.

На рис. 2 представлена карта расположения пунктов наблюдений, а в таблице 2 перечень и характеристики пунктов, включая способ установки выносных блоков.

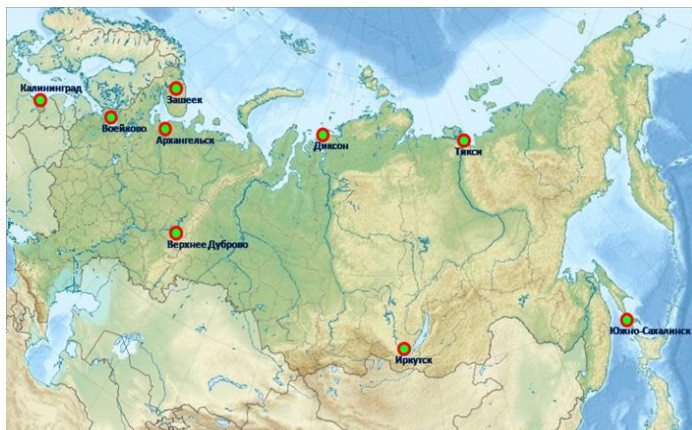


Рис. 2. Карта расположения пунктов атмосферно-электрической сети на территории РФ (с учетом вновь организованных).

Таблица 2

Пункты наблюдений атмосферно-электрической сети Росгидромета

№ п/п	Станция, УГМС	Координатный номер	Высота над уровнем моря, м	Начало наблюдений	Способ установки выносных блоков измерителей V' и L_{+-}
1	Воейково, ФГБУ «ГГО»	5993070	70	1950	V' — на сетке (высота 1 м) L_{+-} — на стене (2,5 м)
2	Верхнее Дуброво, Уральское	5676110	288	1957	V' — на сетке (высота 1 м) L_{+-} — на стене (2 м)
3	Иркутск, Иркутское	5230431	485	1959	V' — на сетке (высота 1 м) L_{+-} — на чердаке (11 м)
4	Южно-Сахалинск, Сахалинское	4694271	24	1969	V' — на сетке (высота 1 м) L_{+-} — на стене (2 м)
5	Тикси, Якутское	7162891	7	2013	V' и L_{+-} — на крыше м/с на высоте 5 м
6	Зашеек, Мурманское	6743260	144	2014	V' — на крыше м/с (3,5 м) L_{+-} — на стене (2,0 м)
7	Архангельск, Северное	6464050	8	2014	V' и L_{+-} — на крыше м/с на высоте 8 м
8	о. Диксон, Северное	7358040	46	2015	V' и L_{+-} — на крыше м/с на высоте 9 м
9	Калининград, Северо-Западное	5472060	21	2015	V' — на сетке (высота 1 м) L_{+-} — на крыше м/с на высоте 7 м

Примечание.

№№ 1—4 — постоянно действующие пункты наблюдений, продолжительность рядов более 50 лет.

№№ 5—9 — пункты, на которых в 2013—2015 гг. организованы опытные измерения.

На рис. 3 показаны варианты установки выносных блоков измерителей «Поле-2М» и «Электропроводность-2М» в соответствии с РД 52.04.168-2017, на рис. 4 — пример регистрации данных с использованием новых автоматизированных измерительных комплексов (синий — E , зеленый — L_+ , красный — L_-).



Рис. 3. Варианты установки выносных блоков измерителей E и L_{+-} .

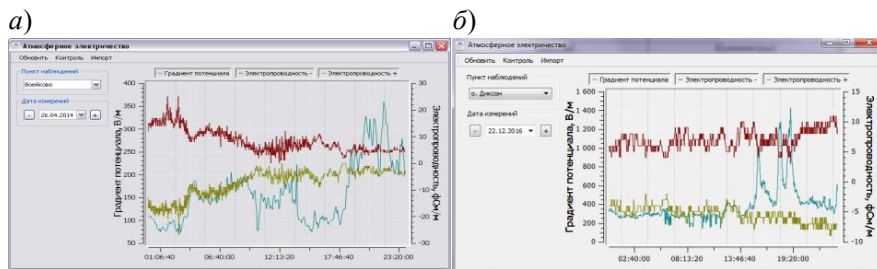


Рис. 4. Пример регистрации результатов наблюдений на станции Воейково (а) и на станции Диксон (б).

Ввод в эксплуатацию на станциях атмосферно-электрической сети нового измерительного оборудования и регистрирующей аппаратуры в составе АЭИК обеспечивает автоматизацию процесса получения данных о E , L_+ и L_- . Участие наблюдателя сводится к проведению периодического технического контроля и профилактики СИ. Разработанное программное обеспечение (ПО) регистрации данных

измерителей «Поле-2М» и «Электропроводность-2М» обеспечивает проведение измерений, обработку результатов и накопление данных на жестком диске ПК. Реализованный в ПО графический интерфейс, отображающий текущие показания и содержащий элементы для управления работой измерителей при проведении измерительного контроля, упрощает обслуживание измерителей наблюдателями. ПО удаленного доступа и сбора данных обеспечивает поступление результатов наблюдений в режиме текущего времени на сервер Специализированного центра данных по атмосферному электричеству ФГБУ «ГГО».

На рис. 5 представлена блок-схема сбора, обработки, подготовки и передачи информационной продукции. Измерения на станциях осуществляются раз в секунду, осредненные за минуту данные раз в 5 мин передаются на тематический сервер ФГБУ «ГГО».

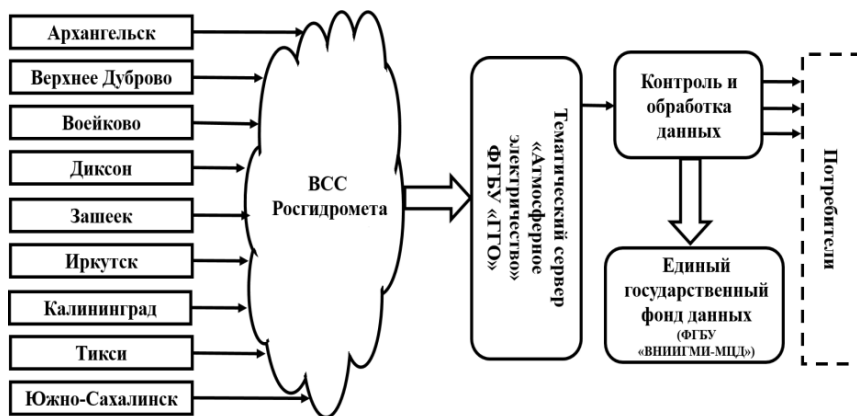


Рис. 5. Блок-схема получения информационной продукции.

При переходе на новые измерительные средства, различающиеся по конструктивным параметрам и метрологическим характеристикам, что может сказываться на результатах измерений, чрезвычайно важным становится сохранение сходимости (однородности) рядов наблюдений на станциях. В связи с этим на четырех станциях с

продолжительным периодом наблюдений были проведены параллельные сравнительные наблюдения АЭИК с имеющимися на станциях штатными СИ в течение года для охвата всех погодных условий.

Наблюдения за напряженностью электрического поля атмосферы на станциях Воейково, Иркутск, Южно-Сахалинск и Верхнее Дуброво и за положительной и отрицательной электрической проводимостью воздуха на станциях Воейково и Иркутск ведутся более 40 лет, поэтому места установки новых СИ выбраны в непосредственной близости к штатным СИ, для того, чтобы не нарушались условия измерений, и была сохранена преемственность рядов наблюдений. На рис. 6 показаны примеры установки выносных блоков.

На рис. 7, 8 и 9 представлены некоторые результаты параллельных наблюдений на станциях в течение месяца. На основе полученных результатов видно, что данные, полученные измерителями «Поле-2М» и «Электропроводность-2М» на каждой станции наблюдательной сети соизмеримы со значениями, измеренными штатными приборами, коэффициент корреляции между двумя рядами наблюдений на каждой станции выше 0,8. Расхождения в абсолютных значениях среднемесячных данных в основном не превышают 5 %. На графиках длительного ряда наблюдений, присутствуют области, в которых абсолютные значения напряженности электрического поля атмосферы и полярных электрических проводимостей воздух разнятся, хотя и незначительно. Причиной этого может служить высокая инерционность старых СИ по отношению к новым приборам. К примеру, при появлении погодных явлений, приводящих к резкому изменению объемного заряда в атмосфере, новые СИ быстрее реагируют на подобные изменения, что в свою очередь сказывается на результатах мгновенных измерений.

По результатам параллельных синхронных наблюдений и по техническому состоянию штатных СИ переход на новые автоматизированные средства на четырех станциях был осуществлен с 01.01.2016 г. Также по вновь организованным станциям с 2016 г. данные будут заноситься в базу РСБД «Атмосферное электричество».

а) б)



Рис. 6. Установка штатных и новых измерителей E (а) и L_{+} - (б) при проведении параллельных сравнительных наблюдений.

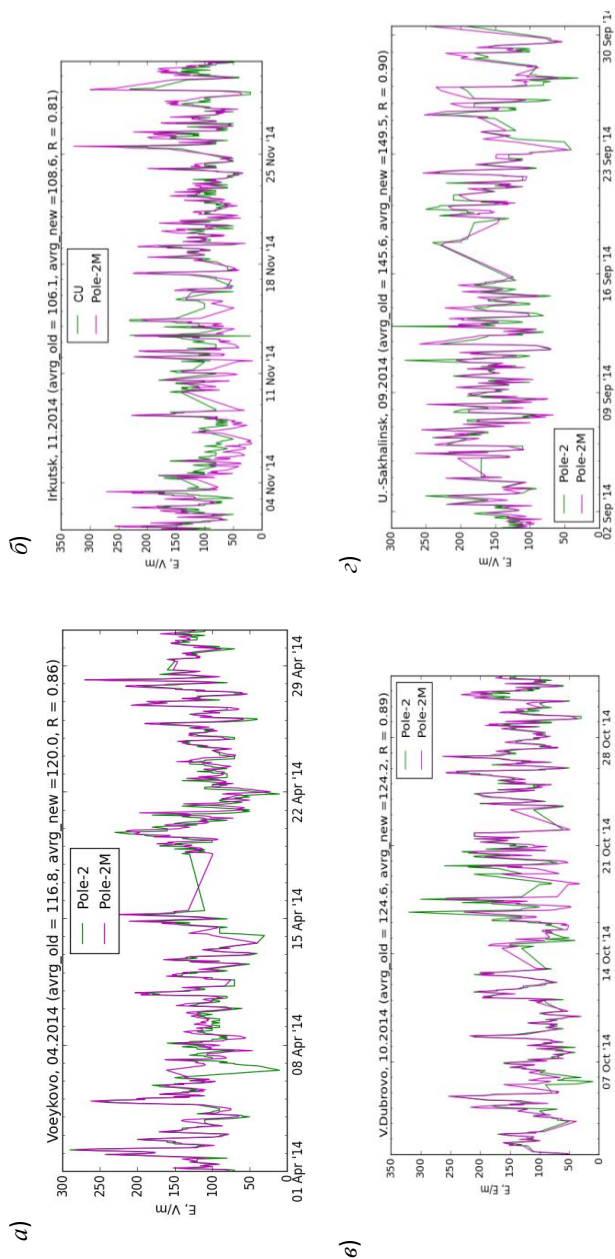
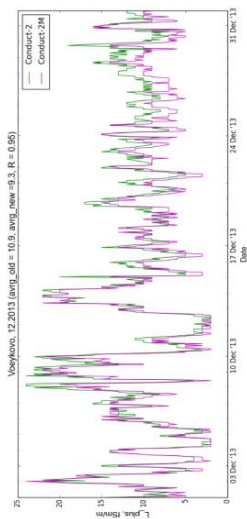
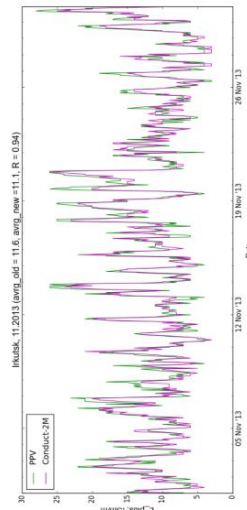


Рис. 7. Результаты параллельных сравнительных измерений напряженности электрического поля атмосферы новым измерителем «Поле-2М» со штатным преобразователем «Поле-2» на станции Воейково (а), Иркутск (б), Верхнее Дуброво (в) и Южно-Сахалинск (г).

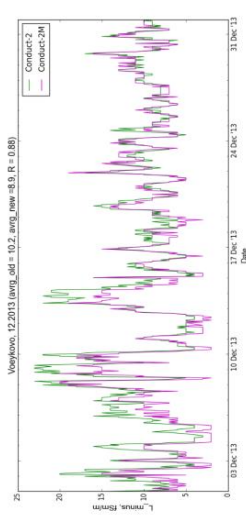
а)



б)



в)



г)

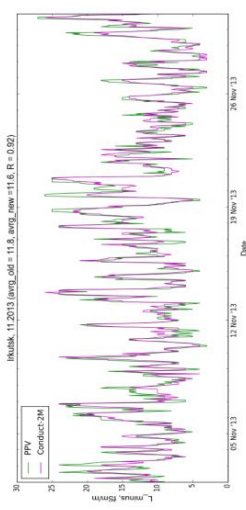


Рис. 8. Результаты параллельных сравнительных измерений электрической положительной (а, б) и отрицательной (в, г) проводимостей воздуха новым измерителем со штатными приборами на станциях Воейково и Иркутск.

В таблице 3 представлены средние за год значения E и $L_c = L_+ + L_-$ за 2014—2015 гг., полученные штатными СИ, и за 2016-2017 гг. после перехода на новые СИ. По традиционному представлению результатов в ежегодных Обзорах Росгидромета данные по напряженности электрического поля атмосферы представлены в декавольтах ($10^1 В$), по электрической проводимости воздуха в виде суммы положительной и отрицательной проводимости.

Таблица 3

Среднегодовые значения E и L_c до и после перехода на новые СИ

Год	Воейково		Иркутск		Верхнее Дуброво	Южно- Сахалинск
	E , даВ/м	L_c , фСм/м	E , даВ/м	L_c , фСм/м	E , даВ/м	E , даВ/м
<i>Штатные СИ</i>						
2014	11	21	9	21	13	21
2015	10	18	8	22	13	19
<i>Новые СИ</i>						
2016	10	16	9	18	12	21
2017	11	18	10	23	13	18

Исходя из вышесказанного, можно сделать вывод, что данные измерителей «Поле-2М» и «Электропроводность-2М» на всех станциях наблюдательной сети не нарушают однородности рядов наблюдений и в дальнейшем будут использоваться в рамках фонового мониторинга электрического состояния атмосферы. В табл. 4 приведены среднегодовые значения E , L_+ и L_- по всем станциям модернизированной атмосферно-электрической сети за 2017 г.

Таблица 4

**Средние значения измеряемых электрических параметров
приземного слоя атмосферы и стандартное отклонения от среднего (σ)
по данным 2017 г.**

Станция	E, В/м		L ₊ , фСм/м		L ₋ , фСм/м	
	Среднее	σ	Среднее	σ	Среднее	σ
Воейково	114	109	9,5	3,7	8,2	3,8
Иркутск	100	99	12,2	4,8	10,5	5,0
Верхнее Дуброво	130	101	7,8	3,1	6,8	3,4
Южно- Сахалинск	183	237	4,0	2,2	4,5	2,8
Тикси	327	252	5,1	4,4	5,3	5,1
Архангельск	546	528	5,5	2,8	6,5	6,4
Зашеек	238	285	7,2	7,2	7,6	4,2
о. Диксон	416	489	9,2	4,4	8,3	4,2
Калининград	143	313	4,6	2,7	3,5	3,3

Довольно значительный разброс данных по напряженности электрического поля вызван зависимостью E от метеоусловий, в основном метелей, ливней, гроз.

Заключение

В результате проведенных работ была модернизирована и расширена атмосферно-электрическая сеть Росгидромета, которая является единственным источником регулярной информации об электрическом состоянии атмосферы на территории Российской

Федерации. Внедрение новых измерительных комплексов АЭИК не нарушает однородности продолжительных рядов наблюдений и обеспечивает поступление результатов наблюдений за E , L_+ и L_- в СЦ ДАЭ в режиме реального времени, где данные контролируются, обрабатываются, анализируются и заносятся в базу данных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Зайнетдинов Б. Г., Попов И. Б., Соколенко Л. Г. (2015). О результатах модернизации атмосферно-электрической сети станций Росгидромета / В сб.: Материалы Второй всероссийской конференции «Глобальная электрическая цепь». — Ярославль: «Филигрань». С. 114—115.

Результаты наземных наблюдений за атмосферным электричеством (мировая сеть) (1964—1983). — Л.: Ртп. ГГО.

Попов И. Б., Соколенко Л. Г. (2012). РСБД «Атмосферное электричество». — Свидетельство о госрегистрации базы данных № 2013620672 от 04.06.2013 г.

Соколенко Л. Г., Попов И. Б., Зайнетдинов Б. Г., РД 52.04.168-2017 (2017). Наблюдения за атмосферным электричеством с использованием автоматизированных средств измерений. — СПб: ООО «Амирит». 40 с.

**К 60-ЛЕТИЮ ЛАБОРАТОРИИ ФИЗИКИ ОБЛАКОВ ГГО:
ИТОГИ РАБОТЫ ЗА 2008—2018 гг.**

*Ю. А. Довгалюк, А. А. Синькевич, Н. Е. Веремей,
А. Б. Куров, Н. Н. Волков, Н. И. Баранова*

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, 7
E-mail: dovgaluk35@mail.ru
sinkevich51@mail.ru, veremey@gmail.com

Поступила в редакцию 15.08.2018

Введение

В 2018 г. исполняется 60 лет со дня создания лаборатории физики облаков ГГО. Отдел физики облаков и активных воздействий, включающий данную лабораторию, был создан как самостоятельное подразделение в 1958 г. по инициативе Н. С. Шишкина и при поддержке администрации ГГО в лице заместителя директора В. Я. Никандрова, который еще в предвоенные годы под руководством В. Н. Оболенского начал работы в области активных воздействий на облака и туманы.

В период 1958—1980 гг. Н. С. Шишкин оставался бессменным руководителем отдела и лаборатории теоретических исследований процессов облако- и осадкообразования. К 1958 г. им и рядом сотрудников в ГГО был уже выполнен значительный объем теоретических, лабораторных и натурных исследований микроструктуры конвективных облаков и осадков, динамики развития облаков и условий их формирования. Результаты этих исследований были обобщены в 1954 г. в монографии Н. С. Шишкина «Облака, осадки и грозовое электричество», которая была переиздана в 1964 г. с учетом

накопленных на тот момент новых данных об облаках и осадках. В монографии были представлены также результаты разработки метода слоя и на его основе способа прогноза развития осадкообразующих конвективных облаков. Эта монография была одной из первых, посвященных данной проблеме. Она стала настольной книгой для многих ученых.

Возможность практического использования методов активных воздействий на облака и осадки являлась стимулом развития дальнейших фундаментальных исследований по физике облаков.

Нам посчастливилось в течение многих лет работать в этом отделе под руководством В. Я. Никандрова, Н. С. Шишкина и В. Д. Степаненко, являвшихся не только талантливыми учеными-энтузиастами, но и замечательными людьми.

В течение многих лет работа лаборатории, входившей в состав отдела, была направлена, в основном, на решение следующих задач:

- исследование процессов облако- и осадкообразования при естественном развитии и при активных воздействиях;
- разработка методов и средств искусственного регулирования осадков с целью тушения лесных пожаров, метеозащиты крупных городов от неблагоприятных метеорологических условий, очищения атмосферы путем вымывания аэрозолей осадками;
- изучение облачных ресурсов конвективных облаков для активных воздействий;
- исследование механизма образования грозы и изыскания путей искусственного регулирования грозовых явлений;
- исследование опасных конвективных облаков антропогенного происхождения (аварии на АЭС, ядерные взрывы) и разработка радиолокационных методов обнаружения и способов защиты от их радиоактивного загрязнения;
- исследование обледенения летательных аппаратов, разработка способов борьбы с ним;
- изучение возможностей и особенностей дистанционного получения информации об облаках и осадках с помощью наземных метеорологических радиолокаторов и ИСЗ;

— разработка, реализация и усовершенствование численных нестационарных моделей конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений;

— исследование фазовых превращений воды в атмосфере с помощью комплекса лабораторных установок, включая влияние электрических факторов;

— разработка методов оценки эффективности воздействий на облака и туманы и выполнение указанных оценок.

Работы отдела физики облаков за период 1958—2008 гг. подробно освещены в сборнике, посвященном 50-летию отдела (Довгалюк и др., 2008a). В период 2008—2018 гг. исследования в области физики облаков были продолжены. В настоящей статье выполнено краткое обобщение новых результатов исследований лаборатории за указанный период.

1. Натурные исследования облаков

Натурные исследования облаков выполнялись с разными целями, которые изложены ниже. Для получения характеристик облаков были использованы данные радиолокационных измерений, данные зондирования со спутника «Метеосат» и данные измерений грозопеленгационных систем, полученные другими организациями и (или) другими подразделениями ГГО. При исследовании осадков использованы результаты измерений с помощью осадкомеров. Часть информации получена с использованием самолетов-лабораторий.

1.1. Слияние конвективных облаков

Конвективные облака, развивающиеся в атмосфере, редко бывают обособленными. Характерной их особенностью является то, что они, как правило, образуют поля, состоящие как из отдельных облаков, так и из их групп. Облака, в общем случае, взаимодействуют между собой. Особый интерес представляет такой вид взаимодействия, как слияние конвективных облаков.

Установлено, что слияние конвективных облаков может происходить в результате действия нескольких физических механизмов:

— если облака находятся рядом и происходит их развитие по вертикали (обычно это сопровождается и увеличением горизонтальных размеров), то они могут слиться в силу простого увеличения размеров;

— локальные неоднородности поля давления из-за вращения облаков или вертикальных нисходящих потоков, связанных с выпадающими осадками, также могут приводить к слиянию;

— движение облаков в поле ветра происходит неодинаково; облака движутся не прямолинейно;

— в мультячейковых облаках часто происходит взаимодействие ячеек. На смену старой ячейке, из которой выпадают осадки, приходит новая — развивающаяся. Их взаимодействие приводит к слиянию; в ряде случаев формируется суперячейковое облако.

На рис. 1 в качестве примера представлено радиоэхо облаков до и после слияния. Цветом выделены области отражаемости выше заданного порога, изолинии показывают пространственное расположение соответствующих зон отражаемости. Горизонтальная ось — расстояние в километрах, вертикальная ось — высота над уровнем моря. Облако аппроксимируется эллипсом на горизонтальном сечении, в центре указана высота верхней границы облака.

Результаты наших исследований показали, что последствия слияния облаков связаны с существенным усилением конвекции. За счет увеличения размеров облака уменьшается взаимодействие облака с окружающей атмосферой (вовлечение, перемешивание), которое ослабляет конвекцию. После слияния происходит развитие облака по вертикали, которое может быть весьма значительным и составлять несколько километров. Облака могут пробивать задерживающие слои и достигать тропопаузы. Увеличивается скорость вертикальных движений, водность, размеры частиц, интенсивность осадков. Это увеличение может достигать 100 % и более. Наличие облачных

частиц, попавших из старого облака в новое, развивающееся по вертикали, способствует формированию града. Всё это может приводить к появлению опасных явлений в облаках. Пока выполнено мало исследований, позволяющих судить об изменении электрической активности объединенного облака, однако имеющиеся данные позволяют утверждать, что происходит увеличение частоты молний примерно на 20 %.

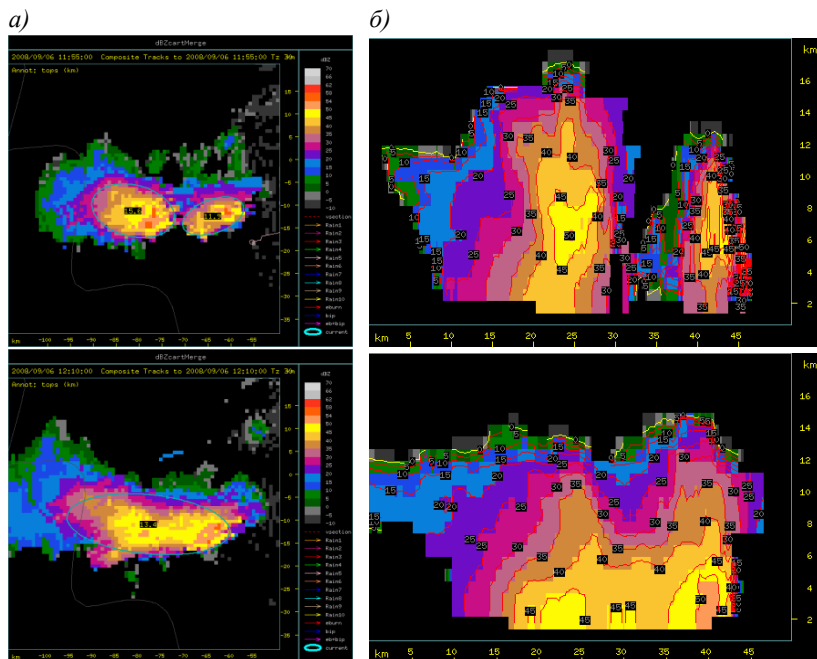


Рис. 1. Горизонтальное (а) и вертикальное (б) радиолокационные сечения облаков до и после слияния.

Основные результаты опубликованы в работах (Синькевич и др., 2018; Sinkevich, Krauss, 2014; Краус и др., 2012б; Krauss et al., 2011).

1.2. Влияние сильного аэрозольного загрязнения на характеристики конвективных облаков

В атмосферу Земли регулярно поступает большое количество разных аэрозольных частиц. Их источниками являются пыльные бури, пожары, извержения вулканов, физико-химические реакции в атмосфере и др. Аэрозоли оказывают значительное влияние на различные атмосферные процессы, в том числе на образование и развитие облаков и связанных с ними осадков.

Было показано, что даже в условиях сильного загрязнения атмосферы аэрозолями естественного происхождения возможно развитие кучево-дождевых облаков значительной вертикальной протяженности. В качестве примера был выбран для анализа случай развития облака в Саудовской Аравии, когда высота верхней границы облака превышала 14 км, максимальная отражаемость составляла — 58 dBZ, а интенсивность осадков — 40 мм/ч.

Анализ экспериментальных данных об электрической структуре облаков, выполненный совместно с учеными из Индии, показал, что значительные концентрации аэрозоля могут сказываться на распределении зарядов. Во многих случаях при больших концентрациях естественного аэрозоля электрическая структура облака становится «инверсной», при которой основной отрицательный заряд располагается выше положительного.

Основные результаты опубликованы в работах (Синькевич и др., 2014а; 2014б; 2015а; 2015б; Pawar et al., 2014; 2017).

1.3. Развитие конвективных облаков в атмосфере при малой влажности

Развитие кучево-дождевых облаков обычно наблюдается в условиях неустойчивой стратификации и достаточно больших значений влажности в слое развития конвективных облаков. В то же время образованию, развитию и строению кучево-дождевых облаков в условиях низкой влажности в атмосфере посвящено

значительно меньшее количество публикаций. Было выполнено исследование кучево-дождевого облака, развивающегося в условиях большого дефицита точки росы в атмосфере при наличии затора влажного воздуха в нижней части тропосферы в засушливом районе Саудовской Аравии. Результаты анализа показали, что даже в условиях пониженной влажности в атмосфере при определенных условиях возможно развитие мощных кучево-дождевых облаков.

Радиолокационные измерения показали, что высота верхней границы облака достигала 12 км, максимальная отражаемость составила 64 dBZ. Облако являлось градовым, имело большую наковальню, максимальная площадь облака с наковальней составила 164 км². Радиолокационные измерения указывают на наличие грозных разрядов в облаке, частота которых достигала 30 разрядов в мин. Интенсивность осадков могла составлять до 100 мм/ч (Краус и др., 2011а).

1.4. Накowальни кучево-дождевых облаков

Кучево-дождевые облака формируют обширные наковальни, которые оказывают заметное влияние на перенос радиации, а, следовательно, и на климат. Накowальня является важным физическим явлением в верхней части тропосферы, свидетельствующим о переходе развивающегося конвективного облака в стадию кучево-дождевого. Ее структура, вертикальная и горизонтальная протяженность определяются строением атмосферы на этих высотах, а взаимодействие с полем ветра может нарушать симметрию наковальни и приводить к образованию кристаллических облаков значительной горизонтальной протяженности, которые могут распространяться на десятки километров. С использованием радиолокационных данных и данных измерений со спутника «Метеосат» было выполнено изучение структуры наковальни одного из облаков в Саудовской Аравии и в Индии.

Наковальня исследованного в Саудовской Аравии облака была вытянута вдоль ведущего потока, ее максимальная длина была равна

162 км. Средняя скорость распространения наковальни вдоль ведущего потока равнялась 20 м/с, что составило 68 % от средней скорости ветра на соответствующих высотах. Радиационная температура, измеренная в канале 10,8 мкм, увеличивалась вдоль наковальни по мере удаления от центра облака, а альbedo уменьшалось. Оценки массы кристаллов, поступающих в верхнюю тропосферу (в наковальню), а также потока осадков показывают, что эти величины соизмеримы и составляют несколько сотен тонн воды в секунду.

Исследования наковальни мощного кучево-дождевого облака в Индии показали, что минимальная измеренная радиометрическая температура пикселя составила -105°C . Это соответствует высоте в 18,3 км. Протяженность наковальни в направлении ведущего потока достигала 85 км. При этом скорость распространения наковальни в горизонтальном направлении (в направлении ведущего потока) составила в среднем 32,4 км/ч. Площадь наковальни по спутниковым данным превосходит площадь облака по радиолокационным данным в среднем в 6—8 раз, достигая 3675 км^2 .

Основные результаты опубликованы в работах (Краус и др., 2011б; Синькевич и др., 2009).

1.5. Осадки из конвективных облаков

Катастрофические осадки, осадки очень высокой интенсивности являются достаточно редким явлением и обладают высокой пространственной и временной неоднородностью. Такие осадки могут приводить к значительным материальным и людским потерям, особенно при возникновении наводнений.

В настоящее время проблема измерений очень интенсивных осадков с использованием дистанционных средств не решена. Нами проведено исследование методов оценки и выполнена оценка интенсивности ливневых осадков, выпадающих из очень мощных кучево-дождевых облаков, с использованием радиолокационных данных и результатов многоспектральных измерений, получаемых со

спутника «Метеосат-8». Этот анализ базируется на результатах наблюдений за мощным кучево-дождевым облаком, развивавшимся в юго-западной части Саудовской Аравии (вблизи города Абха). Из этого облака выпадали осадки высокой интенсивности.

Были исследованы $Z - I$ зависимости для радиолокационных оценок интенсивных осадков. ИК-радиометрические данные измерений со спутника «Метеосат-8» (радиометр SEVERI) были также использованы для оценки интенсивности осадков. Положение вершины облака определялось методом расщепления (a split-window technique).

Выполненный анализ позволил рекомендовать регрессионные соотношения для оценки характеристик осадков из кучево-дождевых облаков, когда отмечаются ливневые осадки очень высокой интенсивности (Краус и др., 2012а).

1.6. Исследование грозового электричества

Современная теория облако- и осадкообразования должна учитывать электрические заряды на частицах, электрические поля в атмосфере и электрические разряды в облаках разных масштабов, от коронных до молний. Появление электрических зарядов в облаках и последующих электрических разрядов тесно связано с микрофизическими и динамическими процессами.

Было проведено исследование, целью которого являлось выявление взаимосвязей характеристик электрических разрядов с параметрами кучево-дождевого облака в процессе его развития. Исследуемое грозовое облако развивалось в районе города Пятигорска (Синькевич и др., 2016; Михайловский и др., 2017б).

Установлено, что первые внутриоблачные разряды появились в облаке до появления осадков у земной поверхности при относительно низкой радиолокационной отражаемости. Первые разряды «облако—облако» и «облако—земля» появились через 11 мин в период, когда появились осадки; их интенсивность составляла 15,4 мм/ч, отражаемость от облака была равна 42 дБZ. Температура на верхней

границе облака была равна $-35...-36$ °С. Максимальная частота электрических разрядов отмечалась в период зрелой стадии развития. Она была равна 448 внутриоблачным разрядам в минуту и 23 разрядам «облако—облако» и «облако—земля». Облако достигло максимума в своем вертикальном развитии, продолжались ливневые осадки, интенсивность которых превосходила 50 мм/ч. Показано, что на 15 внутриоблачных разрядов приходится лишь один разряд «облако—облако» или «облако—земля».

По мере увеличения интенсивности осадков возрастает частота электрических разрядов (рис. 2). При рассмотрении периода в жизни облака, когда происходит увеличение интенсивности осадков, коэффициент корреляции между частотой разрядов при измерениях в каналах VHF и LF грозопеленгационной системы LS-8000 и интенсивностью осадков достаточно велик и составляет 0,71 и 0,69 соответственно. Это указывает на то, что осадки оказывают значительное влияние на частоту электрических разрядов.

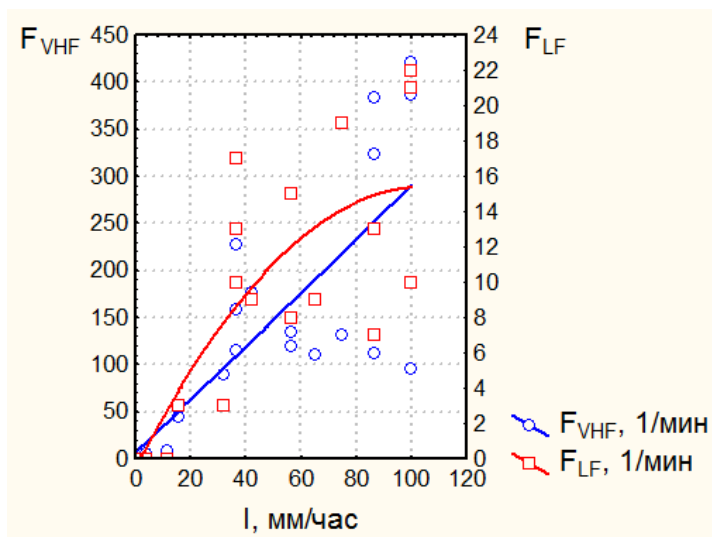


Рис. 2. Зависимость частоты электрических разрядов от интенсивности осадков.

Оценки зарядов, переносимых молниями, показали, что общий заряд, перенесенный отрицательными молниями, составил 387,4 Кл, средний заряд на одну молнию был равен 0,44 Кл, положительными молниями — соответственно 72,6 и 0,60 Кл.

1.7. Исследование микроструктуры слоистообразных облаков

Осуществлено исследование микрофизических свойств арктического слоисто-дождевого облака с использованием измерений, выполненных с борта самолета-лаборатории (Синькевич, Матросов, 2008). Облако имело осредненную полную водность $0,15 \text{ г/м}^3$, концентрацию частиц — $14\,200 \text{ л}^{-1}$, концентрацию кристаллов — 290 л^{-1} , средний эффективный радиус частиц — 297 мкм , средний показатель ослабления излучения — $5,7 \text{ км}^{-1}$, оптическую плотность — 26,8. Важной микрофизической особенностью облака являлось наличие жидких капель практически на всех высотах вплоть до верхней границы, достигающей изотермы -37°C . В облаке формировались осадки в виде снега, максимальный размер снежинок составлял 3 см. Содержание жидкокапельной фракции в общей водности было мало и в среднем для отдельных слоев не превосходило 10—20 %.

1.8. Оценка эффективности АВ в разных регионах мира

1.8.1. Исследование эффективности воздействий с целью усиления осадков в Индии и Саудовской Аравии

Во многих странах мира проводятся воздействия на облака для улучшения погодных условий и для уменьшения экономических потерь из-за опасных атмосферных явлений. Основной целью регулирования осадков является увеличение жидких и твердых осадков для нужд сельского хозяйства. Вторая по значимости задача в рамках проблемы увеличения осадков — увеличение запасов воды в водохранилищах.

Выполнен анализ ряда экспериментов, которые проводились в Саудовской Аравии и в Индии. Целью воздействий было увеличение количества осадков из конвективных облаков.

Сравнение облаков, подвергнутых воздействию, с облаками, развивающимися в естественном цикле, показало, что облака после воздействий имеют большую отражаемость (то есть, большую интенсивность осадков) и формируют осадки быстрее, чем облака в естественном цикле развития. Отличия в характеристиках оказались статистически значимы в случае воздействий на облака, которые в момент воздействия не сформировали радиоэхо. Отметим, что различия между группами облаков в случае воздействий при наличии слабого радиоэха не столь существенны, однако сохраняется тенденция в увеличении значений отражаемости и потока осадков в группе облаков, на которые проводились воздействия. Анализируемые эксперименты показали, что существует измеряемая положительная разность в характеристиках между облаками, подвергнутыми воздействию и находящимися в естественном цикле развития.

При воздействиях на очень мощные кучево-дождевые облака в отдельных случаях наблюдается их вертикальное развитие, происходит увеличение радиолокационной отражаемости и потока осадков. Увеличение интенсивности осадков может достигать 200 % и более. Потоки влаги за период 5 мин, поступающие в наковальню в виде кристаллов и выпадающие в виде осадков, составляют от нескольких десятков до нескольких сотен килотонн. Воздействия, приводящие даже к небольшим изменениям в балансе потоков влаги, выносимых в верхний слой атмосферы и осадков, могут приводить к существенному увеличению последних.

Основные результаты опубликованы в работах (Синькевич, Краус, 2010; 2012; Синькевич и др., 2013; 2018б; Krauss et al., 2010; Краус и др., 2011в).

1.8.2. Оценка эффективности работ по ослаблению градобития

Град является опасным атмосферным явлением. Выпадение града приводит к существенным материальным потерям. Компания WMI (Weather Modification Inc., США) проводит воздействия на облака в провинциях Альберта (Канада) с целью снижения экономических потерь от града с 1996 г. Это первый проект в мире такого вида, когда работы финансируются не государством, а частными страховыми компаниями.

Проведен анализ одного из экспериментов, когда осуществлялись самолетные воздействия с целью подавления развития града (Краус и др., 2009). На основании радиолокационных измерений установлено, что воздействия привели к уменьшению высоты верхней границы облака, уменьшению отражаемости, снижению величины вертикально интегрированной массы града, а также интенсивности осадков. В период проведения воздействий отмечались изменения в движении облака.

1.8.3. Предотвращение осадков в Санкт-Петербурге

В последние десятилетия в нашей стране велись работы по исследованию и практическому внедрению метода активных воздействий на облака с целью предотвращения или уменьшения количества выпадающих осадков в крупных промышленных центрах. Выполнение таких исследований обуславливалось двумя обстоятельствами: необходимостью создания комфортных условий для жителей городов при проведении общественных мероприятий и уменьшения количества выпадающих твердых осадков для снижения затрат на их уборку в холодную половину года. В период 1985—1991 гг. в Ленинграде такие работы выполнялись на достаточно регулярной основе.

Анализ результатов натурных самолетных экспериментов по ослаблению и предотвращению осадков в Ленинграде показал, что в большинстве метеорологических ситуаций может быть достигнут положительный эффект, который подтверждается результатами

радиолокационных и визуальных наблюдений, а также анализом информации о выпадающих осадках в городе и районе проведения работ. Указанный эффект был получен при массированных воздействиях несколькими специально оборудованными самолетами. В то же время в некоторых случаях при воздействиях в наиболее сложных метеорологических ситуациях эффект воздействий оказывается недостаточно выраженным, что затрудняет его выявление на фоне значительных естественных вариаций полей облачности и осадков в зоне работ.

Основные результаты опубликованы в работах (Синькевич и др., 2010; Довгалюк и др., 2010).

2. Лабораторные исследования

Лабораторное моделирование микрофизических процессов в облаках и туманах является неотъемлемой частью работ лаборатории (Довгалюк и др., 2008б). С помощью лабораторных установок можно исследовать процессы, происходящие в облаках и осадках (фазовые переходы воды с учетом наличия тех или иных примесей, коагуляция, электрические процессы и др.). В лаборатории имеется возможность варьировать разные условия протекания физических процессов (температура, влажность, электрическое поле и др.).

2.1. Лабораторный комплекс

В настоящее время в состав лабораторного комплекса входят 5 установок для проведения исследований в области физики облаков и активных воздействий:

- большая камера туманов;
- холодильная камера «Холод»;
- малая холодильная камера «Капля»;
- малая холодильная камера «Циррус»;
- дымовой куб.

Большая камера туманов (БКТ) является крупнейшей установкой в лаборатории, объем которой составляет 110 м^3 . Камера имеет форму цилиндра высотой 10 м и располагается на двух этажах ГГО (рис. 3). Благодаря большому количеству дополнительного оборудования в камере могут быть смоделированы такие явления, как туман, осадки, переохлаждение, аэрозольное загрязнение и др. БКТ оснащена большим количеством измерительной аппаратуры. Уникальной особенностью БКТ является установленный внутри нее мощный высоковольтный трансформатор Тесла, позволяющий проводить моделирование процессов, происходящих, в том числе, в грозовых облаках.



Рис. 3. Большая камера туманов ГГО.

Камера «Холод» относится к среднеразмерным лабораторным установкам и представляет собой климатическую камеру тепла и холода с рабочим объемом $0,3 \text{ м}^3$. Конструкция камеры, несмотря на относительно небольшие размеры, допускает установку большого

количества лабораторных устройств и измерительного оборудования. Возможность создания внутри камеры искусственного тумана позволяет использовать ее в задачах определения льдообразующей активности различных веществ, включая реагенты для активных воздействий на облака и туманы.

Малые холодильные камеры «Капля» и «Циррус» — компактные климатические камеры холода, которые предназначены для проведения экспериментов с отдельными крупными каплями, которые подвешиваются на специальных нитях. Рабочий объем камеры «Капля» (рис. 4) составляет $0,006 \text{ м}^3$.

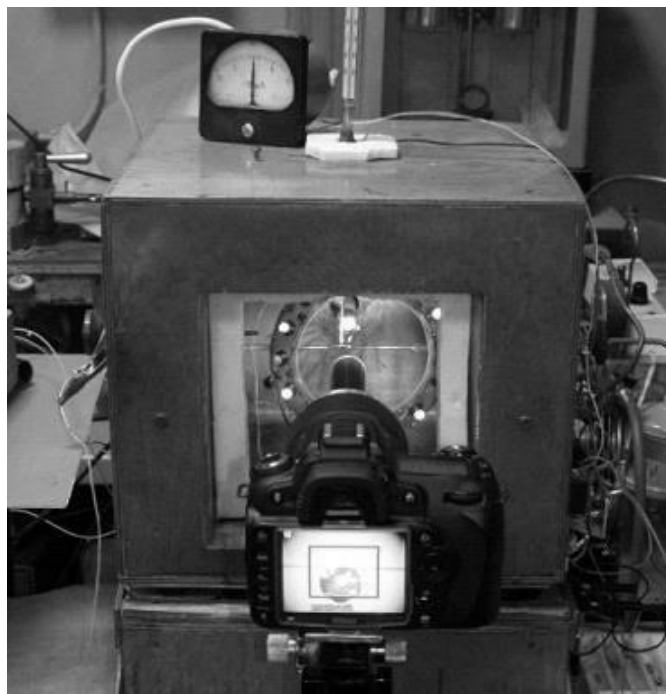


Рис. 4. Малая холодильная камера «Капля».

Камера «Циррус» является самой маленькой в составе лабораторного комплекса, ее объем равен 120 см^3 . В камерах проводятся эксперименты по изучению процессов кристаллизации капель воды, водных растворов и суспензий в различных условиях. Характерной особенностью камеры «Циррус» является возможность понижения давления в рабочем объеме камеры. Это позволяет изучать замерзание капель в условиях больших высот — вплоть до 10—12 км, что соответствует высоте вершин кучево-дождевых облаков. Эксперименты в камере «Капля» могут проводиться в условиях сильных электрических полей, высокой ионизации среды и наличии других внешних факторов. Наличие смотровых окон в камерах позволяет вести визуальное наблюдение за исследуемыми каплями с помощью микроскопа, а также осуществлять видеозапись экспериментов.

Дымовой куб является дополнительной лабораторной установкой, используемой в ходе проведения экспериментов, и предназначен для взятия проб аэрозолей, образующихся, в частности, при сгорании пиромесей, с целью их последующего исследования в других камерах.

2.2. Оценка влияния примесей на кристаллизацию капель воды

Важной задачей в области физики облаков является изучение влияния аэрозолей на процессы облако- и осадкообразования. Важнейшим направлением работ за рассматриваемый период были исследования, направленные на изучение влияния аэрозолей естественного происхождения (сажа, зола, песок, глина) на кристаллизацию капель воды (Кузов и др., 2015; 2017; Синькевич и др., 2014в; 2015а; 2015в; 2015). Для этого в малой холодильной камере «Капля» была выполнена серия лабораторных экспериментов, в ходе которых изучался иммерсионный механизм кристаллизации капель воды, содержащих аэрозольные частицы.

Для примера рассмотрим результат, когда в качестве аэрозольных частиц естественного происхождения были выбраны частицы песка и глины с территории РФ и Индии.

Исследуемые капли полученной суспензии подвешивались внутри камеры на синтетической нити (рис. 5), после чего проводилось плавное понижение температуры воздуха в камере с целью определения температуры, при которой начнется замерзание капель. Начало процесса кристаллизации капель фиксировалось визуально по изображению с видеокамеры, а также по характерному повышению температуры воздуха в зоне подвеса капель, вызванному выделением скрытой теплоты кристаллизации.

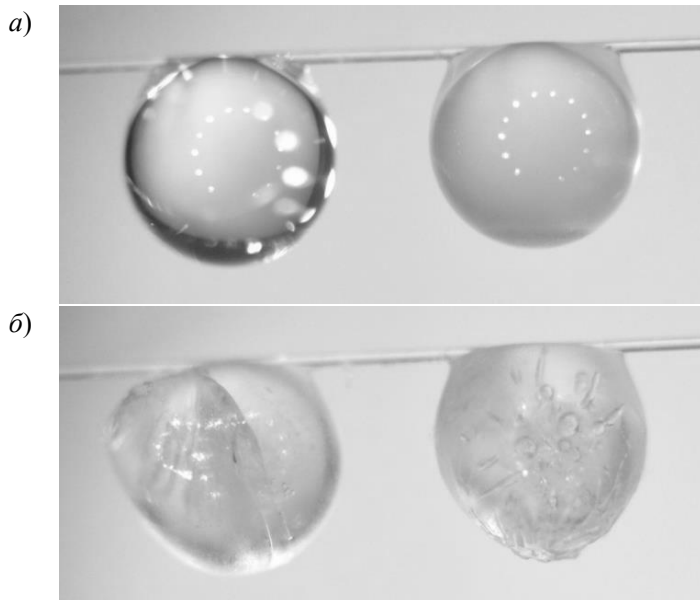


Рис. 5. Капли дистиллированной воды (слева) и водной суспензии песка (справа) до (а) и после (б) замерзания.

Проведенные эксперименты показали, что наличие в капле воды частиц песка и глины приводит к заметному повышению температуры

замерзания капель. Например, в то время, как средняя температура замерзания капель дистиллированной воды составляла от $-17,8$ до $-11,0$ °С, температура замерзания капель водной суспензии песка и глины изменялась в широких пределах от $-14,5$ до $-1,5$ °С в зависимости от массовой доли исследуемых веществ в каплях.

Полученные данные показывают, что наличие высоких концентраций частиц песка и глины могут способствовать появлению наблюдаемых в облаках ледяных кристаллов при температурах выше -10 °С.

3. Численное моделирование конвективных облаков

Создание численных моделей конвективных облаков разного класса и разной степени сложности велось с момента образования лаборатории. В настоящее время развиваются и используются для решения различных задач три нестационарные модели: полуторамерная (Довгалюк и др., 2013), двумерная осесимметричная (Веремей и др., 2007) и трехмерная (Веремей и др., 2016; Довгалюк и др., 2016а). До 2007 г. шло развитие и усовершенствование полуторамерной модели и ее модификаций. Также для некоторых специфических задач применялась двухмерная. С 2007 г. начались работы по созданию трехмерной модели конвективного облака, которая была успешно разработана в течение 2008—2018 гг.

3.1. Численная нестационарная полуторамерная модель конвективного облака

Полуторамерная модель конвективного облака была разработана в лаборатории в 1980-х годах. Ее различные модификации разрабатываются и совершенствуются вплоть до настоящего времени (Довгалюк и др., 2013).

Указанная модель содержит упрощенное описание гидродинамики воздушных потоков (приближение Буссинеска) и параметризованное описание микрофизических процессов.

Несмотря на принятые допущения, что ведет к определенным ограничениям на получаемые результаты по сравнению с многомерными моделями, полуторамерная модель обладает рядом преимуществ. Она, в силу блочной структуры, позволяет достаточно легко включать новые физические эффекты. Реализация модели требует существенно меньшего машинного времени, что позволяет использовать ее в оперативной работе. Простота дает возможность легко интерпретировать полученные результаты расчетов.

Ниже приведен краткий обзор задач, которые решались с помощью полуторамерной модели за последние 10 лет.

3.1.1. Влияние сильного аэрозольного загрязнения на эволюцию конвективного облака

К модели могут подключаться блоки, описывающие влияние аэрозоля на эволюцию облака. Это, в частности, позволяет моделировать ситуации, когда облака развиваются на фоне сильного аэрозольного загрязнения атмосферы (при пыльных бурях, крупных пожарах, извержениях вулканов и др.). Влияние аномально повышенных концентраций аэрозолей на характеристики конвективных облаков неоднозначно в силу тесной и сложной взаимосвязи всех облачных процессов.

Ниже приведены примеры применения модели в таких ситуациях.

Летом 2010 г. на протяжении длительного времени в Москве и Московской области наблюдалась необычайно жаркая и преимущественно сухая погода (Плауде и др., 2013). Это привело к возникновению крупных лесных и торфяных пожаров на территории Московской и Рязанской областей. Пожары в сочетании со сложившимися атмосферными условиями приводили к сильному аэрозольному загрязнению.

В работе (Веремей и др., 2014) авторами выбран один из дней (06.08.2010 г.), когда сильное задымление атмосферы совпало по времени с образованием и развитием мощных осадкообразующих конвективных грозовых облаков и выпадением ливневых осадков.

Для указанного дня выполнено моделирование эволюции конвективного облака в атмосфере, загрязненной сажевыми аэрозольными частицами, с помощью полуторамерной модели. Сравнивались случаи с учетом и без учета аэрозольного загрязнения. Предполагалось, что аэрозоль обладает льдообразующим действием. Его влияние на облако проявляется в том, что в облаке начинают замораживаться облачные капли при температурах более высоких, чем в обычных условиях.

Получено, что наличие больших концентраций сажевого аэрозоля в атмосфере при крупных продолжительных пожарах существенно влияет на эволюцию конвективных облаков и связанных с ними осадков. При отсутствии учета льдообразующих свойств сажевого аэрозоля осадки из облака незначительны (менее 5 мм/ч), что обусловлено большим дефицитом точки росы в подоблачном слое. Уже при замораживании достаточно малой доли облачных капель (10 %) максимальная интенсивность осадков увеличивается до 20 мм/ч. В то же время, учет дополнительного льдообразования приводит к значительному увеличению интенсивности осадков у Земли, что и наблюдалось в реальных условиях.

В другой работе (Синькевич и др., 2015б) исследовалась эволюция влияния сильного аэрозольного загрязнения на электрическое состояние облака. Была рассмотрена атмосферная ситуация, имевшая место 11 мая 2009 г. вблизи г. Кхарагпур (Индия). В этот день развивались кучево-дождевые облака (Cb) на фоне сильного загрязнения атмосферы аэрозолем естественного происхождения (Rawar et al., 2014). Проводились натурные наблюдения за эволюцией Cb большой вертикальной и горизонтальной протяженности и его электрическим состоянием. Измерения показали, что облако имеет инвертированную электрическую полярность.

Выполнено численное моделирование эволюции конвективного облака для описанного случая (Синькевич и др., 2015б). При этом также полагалось, что аэрозоль естественного происхождения обладает льдообразующими свойствами. Сравнивались результаты расчетов с учетом и без учета аэрозольного загрязнения атмосферы.

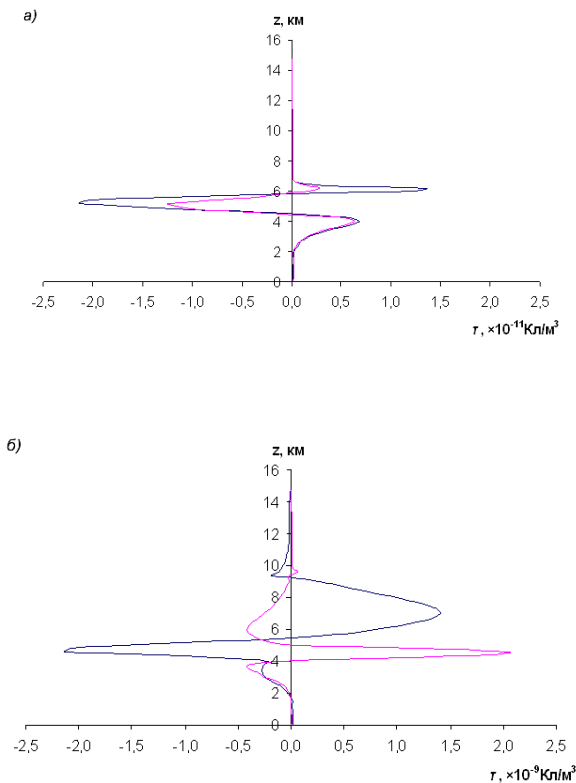


Рис. 6. Высотный профиль объемной плотности электрического заряда за 4 минуты до первого молниевых разряда (а) и непосредственно перед ним (б).

Синие и красные кривые — случай без учета и с учетом аэрозольного загрязнения соответственно.

Получено, что повышенная концентрация аэрозоля привела к изменению пространственного распределения зарядов в облаке, сформировав его инверсную электрическую структуру. Вертикальный профиль объемной плотности электрического заряда перед первой

молнией и за несколько минут до нее представлен на рис. 6. Из рисунка видно, что аэрозоль приводит к инвертированию электрической полярности облака.

3.1.2. Исследование влияния электрических сил на динамические и микрофизические процессы в облаках

С помощью полуторамерной модели выполнено моделирование развития грозо-градового кучево-дождевого облака, давшего сильное градобитие в районе г. Пятигорска 29.05.2012 г. (Михайловский и др., 2017а). В модели учтено влияние электростатической силы на скорость вертикальных воздушных движений и на скорость седиментации частиц осадков. Исследовался процесс электризации облака и формирования электрических полей, а также влияние электрических факторов на интенсивность опасных явлений погоды (ливень, град).

В результате расчетов получено, что основной вклад в электризацию облака вносит контактный механизм электризации частиц (тающая градина — облачная капля и дождевая капля — облачная капля). Ионные механизмы играют важную роль на ранней стадии эволюции облака, однако не могут приводить к возникновению молниевых разрядов. На данном этапе не было учтено гетерогенное замерзание облачных капель, поэтому был недооценен вклад контактного механизма лед—лед в электризацию облака.

С помощью численного моделирования рассмотрены механизмы влияния электрических сил на движение паровоздушной смеси и частиц осадков в облаке (Михайловский и др., 2017а). Показано, что при значениях напряженности электрического поля, близких к пороговой напряженности молниевых разряда, вклад электростатической силы в это движение сравним со вкладом других сил.

Электрические факторы способствуют некоторому ослаблению ливня и града по сравнению со случаем отсутствия учета электричества. Так, коэффициент экстремальности для максимального

значения интенсивности дождя и града у подстилающей поверхности составил 0,87, для суммарной интенсивности осадков у земли — 0,89. Таким образом, для данного конкретного рассмотренного случая электростатическая сила способствует ослаблению таких опасных явлений, как ливень и град.

3.1.3. Комплексное использование полуторамерной модели с глобальными и региональными моделями

Развитие кучево-дождевых облаков часто сопровождается такими опасными явлениями погоды, как ливни, грозы, град и шквалы. Для исследования климатической изменчивости распределения таких явлений предложена концепция комплексного использования моделей разного пространственного масштаба. Она состоит в том, что выходные данные крупномасштабных (глобальных, региональных) климатических моделей (Довгалюк, Веремей и др., 2013) или данные реанализа (Веремей и др., 2013) о вертикальном распределении температуры и влажности, полученные для разных точек земной поверхности, используются как входные данные в полуторамерной модели.

Подготовлена база данных по вертикальным профилям температуры и влажности, полученная с помощью глобальной модели МОЦА (версия T42L25). Выполнены расчеты по полуторамерной модели с использованием вертикальных профилей температуры и влажности за периоды 1981—2000 и 2041—2060 гг.

По результатам расчетов построены карты прогнозируемого изменения ливневой, грозовой, градовой и шквальной активности в 2041—2060 гг. по сравнению с периодом 1981—2000 гг. в летние месяцы. Получено, что изменение повторяемости опасных явлений, связанных с конвективными облаками, является весьма неравномерным. Так, можно выделить районы (Байкал и Забайкалье), где прогнозируется увеличение повторяемости опасных явлений погоды в 2041—2060 гг. Напротив, на Южном Урале прогнозируется снижение повторяемости практически всех опасных явлений во все

летние месяцы. На рис. 7 в качестве примера приведены карты прогнозируемых климатических изменений числа дней с грозой.

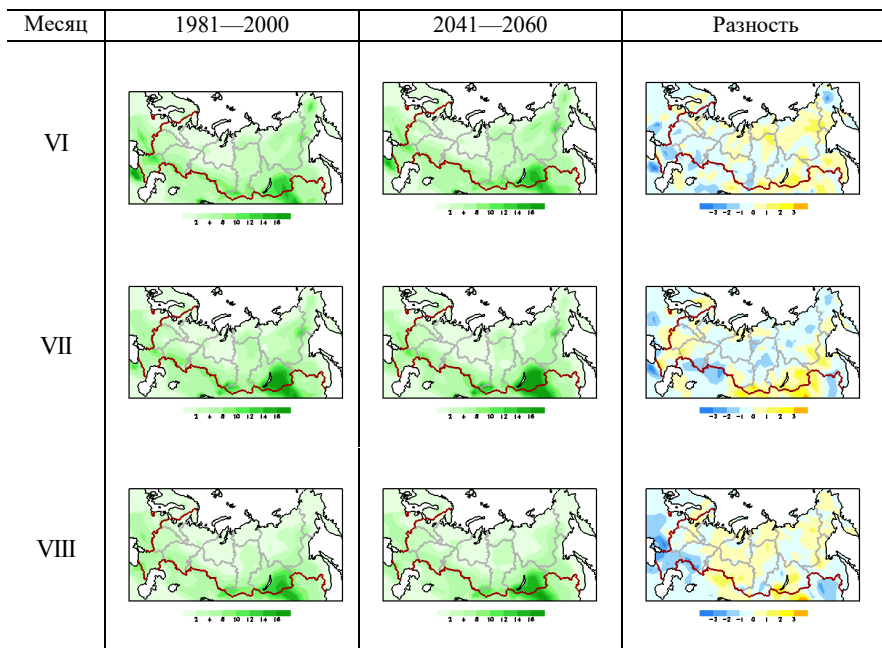


Рис. 7. Прогнозируемое изменение грозовой активности в период 2041—2060 гг. по сравнению с периодом 1981—2000 гг. (цветовая заливка — среднее число дней с грозой).

3.2. Численная нестационарная трехмерная модель конвективного облака

Модель малой размерности, о которой шла речь выше, является весьма полезной, однако имеет ограниченную сферу применения. Целый ряд облачных процессов не может быть адекватно описан при пространственном осреднении физических величин по координатам (взаимодействие облака с полем ветра, мультитачейковые и

суперячейковые облака, поля облаков, шквалы и смерчи, многие виды активных воздействий). В связи с этим следующим шагом была разработка двумерной и трехмерной моделей.

В 2007 г. перед четырьмя институтами Росгидромета (ГГО, ЦАО, ВГИ, НПО «Тайфун») была поставлена задача построить полную трехмерную модель, которая должна описывать эволюцию трехфазного конвективного облака как при естественном развитии, так и при активном воздействии.

Основные требования, предъявлявшиеся к модели, были следующие:

- 1) нестационарность;
- 2) учет всех основных облачных процессов, в том числе и электрических;
- 3) учет твердой фазы;
- 4) использование полной системы уравнений гидродинамики для сжимаемой многокомпонентной среды;
- 5) параметризованное описание микрофизических процессов;
- 6) возможность расщепления задачи по физическим процессам и, как следствие, блочная структура модели с возможностью подключать (отключать) различные блоки.

В период 2008—2010 гг. указанная модель была построена и до настоящего времени непрерывно совершенствуется (Довгалюк и др., 2016а; Веремей и др., 2016). При этом базовая модель, разработанная в ГГО с участием ЦАО, описывает эволюцию облака в естественном цикле (без АВ), а дополнительные блоки, подключаемые ЦАО, ВГИ и НПО «Тайфун», описывают возмущения, вносимые в облако при АВ (эти работы выходят за рамки настоящей статьи).

Отметим, что данная модель является первой отечественной полной численной нестационарной моделью конвективного облака.

Ниже приведен краткий обзор работ, посвященных разработке и реализации указанной модели за последние 10 лет.

3.2.1. Результаты трехмерного моделирования грозо-градового конвективного облака и его электрической структуры на Северо-Западе России

С помощью трехмерной модели был выполнен ряд численных экспериментов по моделированию эволюции конвективного облака в дни с развитием глубокой облачной конвекции на Северо-Западе РФ (Довгалюк и др., 2016в).

Получены трехмерные поля ряда характеристик облака и осадков (вектор скорости, содержание облачных и дождевых капель, содержание облачных кристаллов и градин, плотность электрического заряда, напряженность электрического поля и др.) в разные моменты времени, а также временные ходы их максимумов. Модель адекватно воспроизводит пространственно-временную динамику основных характеристик облака. В результате расчетов получено, что в ходе эволюции облака можно выделить три стадии: развития, стабилизации (зрелости) и распада (диссипации). Взаимное расположение максимумов временного хода основных характеристик облака (рис. 8) соответствует полученному в ранее выполненных исследованиях (Довгалюк, Станкова, 1989).

Учтено взаимодействие облака с фоновым ветром, вследствие которого пространственное распределение его характеристик утрачивает осевую симметрию. Ветер оказывает значительное влияние на динамику облака и осадков. Под его влиянием несколько ускоряется процесс развития облака, а также образования и выпадения осадков. Однако максимальные значения скорости восходящего потока, влажности, ледности и интенсивности осадков оказываются меньше, чем в случае отсутствия ветра.

Особый интерес представляет моделирование эволюции электрических характеристик облака. Получено, что вертикальный профиль объемной плотности электрического заряда соответствует наблюдаемому в большинстве конвективных облаков: область положительного объемного заряда располагается в верхней части облака, отрицательного — в нижней.

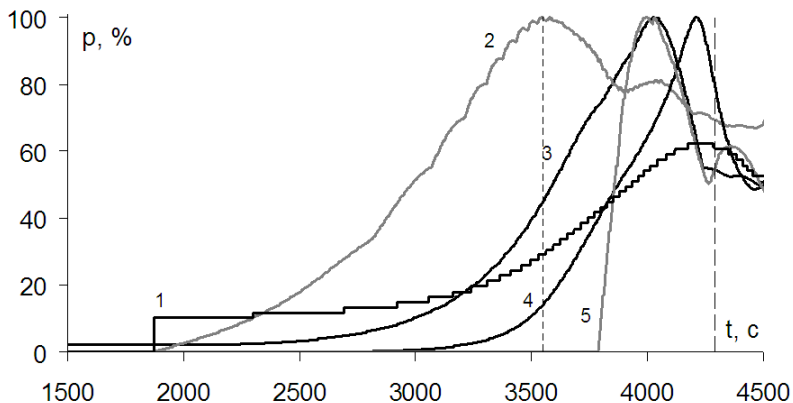


Рис. 8. Временной ход характеристик облака и осадков, нормированных на их максимальные значения:

- 1 — высота верхней границы облака; 2 — водность облачных капель;
- 3 — скорость восходящего потока; 4 — водность дождевых капель;
- 5 — ледность градин. Вертикальными пунктирными линиями отмечены моменты, являющиеся границами между стадиями жизни облака.

3.2.2. Численное моделирование грозо-градового процесса на Северном Кавказе

Выполнено моделирование грозо-градового конвективного облака, развивавшегося над Пятигорском 29.05.2012 г. и вызвавшего особо сильное градобитие (Синькевич и др., 2017). Получены трехмерные поля ряда характеристик облака и осадков в разные моменты времени, а также временные ходы их максимумов. Отмечена важность учета изменений ветра с высотой.

Результаты моделирования показали, что в период развития облака поле осадков имеет достаточно регулярную форму, которая на подстилающей поверхности близка к окружности или эллипсу, что соответствует результатам измерений. В дальнейшем происходит

трансформация формы этого поля (рис. 9) и его размеров, что подтверждается данными измерений поля осадков, полученных на основе информации, представляемой агентством «Метеосат».

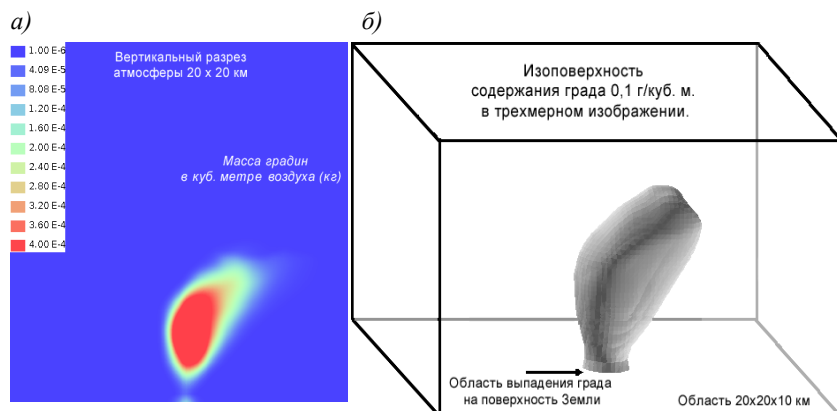


Рис. 9. Зона выпадения града: *а* — вертикальный разрез; *б* — изоповерхность содержания града в воздухе $0,1 \text{ г/м}^3$ в трехмерном изображении во время градобития.

После возникновения первых частиц осадков в облаке его зарядовая структура становится дипольной: в верхней части облака располагается положительный заряд, в нижней — отрицательный. В дальнейшем, по мере усиления выпадения осадков на подстилающую поверхность, в нижней части облака и в подоблачном слое возникает дополнительная область положительного заряда.

3.2.3. Влияние аэрозольного загрязнения атмосферы при лесных пожарах на эволюцию конвективных облаков и связанных с ними осадков

Авторами выполнено исследование, посвященное влиянию аэрозолей, образующихся при лесных пожарах (сажа, зола) на конвективные облака и осадки, выпадающие из них. Численное

моделирование опиралось на результаты лабораторных исследований и выполнялось с помощью как полуторамерной, так и трехмерной моделей (Довгалюк и др., 2017б; 2018).

Рассмотрены четыре случая, когда осадкообразующие конвективные облака развивались в атмосфере на фоне аэрозольного загрязнения от лесных пожаров (дымовой шлейф смешивался с пересекающим его по вертикали облаком). Эти случаи соответствуют разным физико-географическим регионам (Московская, Ленинградская и Иркутская области России, провинция Сычуань в Китае).

Получены следующие основные результаты:

- присутствие в конвективных облаках сажи и золы, образующихся при лесных пожарах, существенно влияет на характеристики облаков и связанных с ними осадков (высота верхней границы облака, скорость вертикальных движений, водность, ледность, интенсивность осадков и др.);

- характер изменения характеристик облаков и осадков зависит от конкретной атмосферной ситуации (вертикальные профили температуры и влажности); вертикальное распределение основных параметров атмосферы во многом зависит от региональных физико-географических условий;

- трехмерная и полуторамерная модель в ряде случаев дают разные результаты; при моделировании облаков в атмосфере со сложным профилем фонового ветра целесообразно использование трехмерной модели, так как она исключает осреднение величин по горизонтали, а также более корректно описывает взаимодействие облака с окружающей средой.

На рис. 10 в качестве примера проиллюстрирован вертикальный профиль ледности облачных ледяных кристаллов для разных моментов времени (случай Московской области). Сравнивались случаи отсутствия аэрозольного загрязнения и влияния загрязнения атмосферы золой на облако. Из рисунка видно, что под действием частиц золы происходит более интенсивное льдообразование.

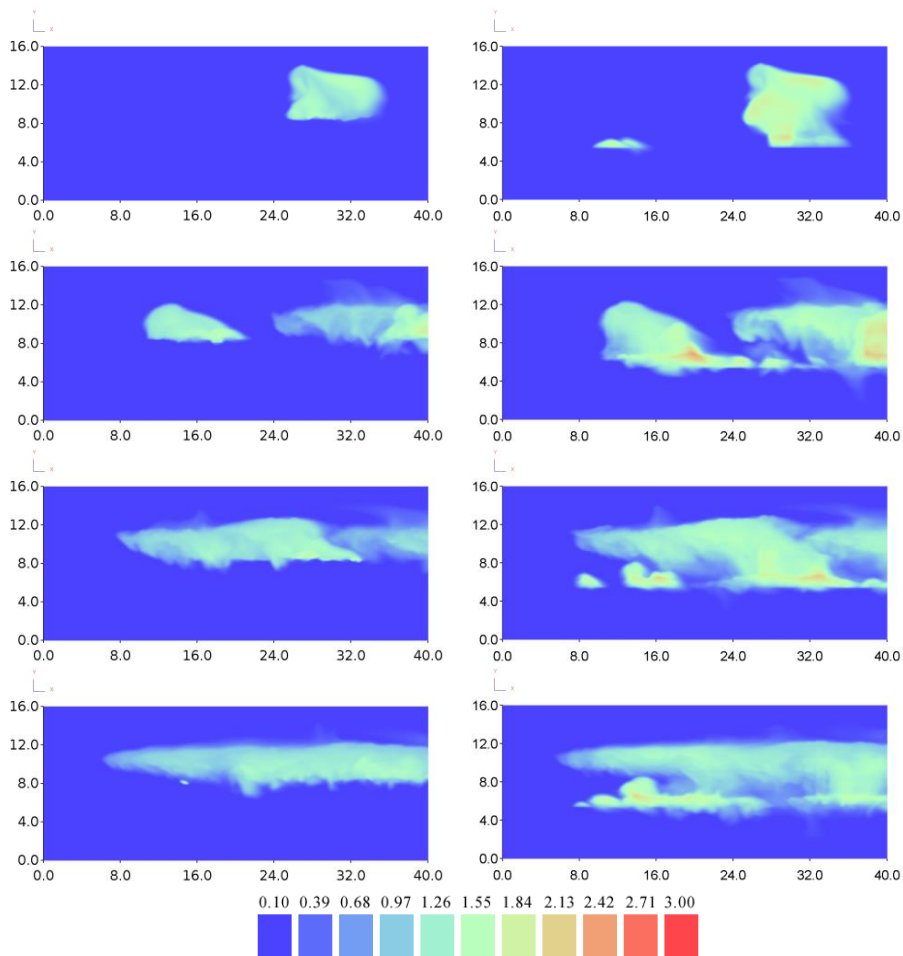


Рис. 10. Вертикальный профиль ледности облачных кристаллов (г/м^3) в плоскости XZ (максимум по оси Y) для разных моментов времени. Левая и правая колонка — без учета и с учетом влияния аэрозолей соответственно.

3.2.4. Влияние загрязнения атмосферы пылевым аэрозолем на эволюцию конвективных облаков и связанных с ними осадков в Саудовской Аравии

На примере развития грозо-градового облака, наблюдавшегося в Саудовской Аравии 3 июля 2009 г., выполнено исследование влияния сильного загрязнения атмосферы пылевым аэрозолем естественного происхождения на характеристики кучево-дождевых облаков и связанных с ними осадков (Синькевич и др., 2014б).

Моделировалось и сравнивалось развитие облака при фоновом и повышенном содержании аэрозоля. При этом отдельно рассматривались ситуации, когда аэрозоль обладает гигроскопическими и льдообразующими свойствами. Получено, что оба фактора существенно влияют как на динамику облака, так и на образование и выпадение осадков. Наиболее сильно характеристики облака и осадков изменяются под действием льдообразующих свойств аэрозоля. Во всех случаях содержание дождевых капель и градин, радиолокационная отражаемость, а также интенсивность осадков у Земли уменьшаются. Это согласуется с натурными наблюдениями, которые показывают, что при пыльных бурях (сильном аэрозольном загрязнении) интенсивность и количество осадков действительно заметно уменьшаются.

Для оценки влияния повышенной концентрации аэрозоля был введен и рассчитан коэффициент экстремальности E_x , который представляет собой отношение выбранной рассчитанной максимальной характеристики облака в случае повышенной концентрации аэрозоля к ее значению в базовом случае с фоновым аэрозолем. Так, в случае льдообразующего действия аэрозоля на облако при замораживании 10 % облачных капель значение E_x для интенсивности осадков у подстилающей поверхности составляет 0,77. В случае гигроскопического действия аэрозоля при изменении порога автоконверсии с 0,5 (базовый случай) до 1,5 г/м³ значение E_x для интенсивности осадков у Земли составляет 0,74. Таким образом, повышенное содержание аэрозоля приводит к ослаблению осадкообразования.

3.2.5. Слияние конвективных облаков

С помощью трехмерной модели исследовались два случая слияния конвективных облаков: в Индии и на Северном Кавказе.

В Индии, в окрестности города г. Аурангабад (штат Махараштра), 12.10.2015 г. велись натурные наблюдения за состоянием атмосферы, а также за эволюцией облаков и осадков (Довгалюк и др., 2017а; Синькевич и др., 2018а; 2018б). Наблюдения показали, что имел место процесс слияния двух облаков.

Моделировались и сравнивались два случая: эволюция отдельного конвективного облака и эволюция двух соседних взаимодействующих между собой конвективных облаков, которые впоследствии сливаются.

В результате расчетов получено, что процесс слияния способствует значительному усилению облачной конвекции, росту вертикальной мощности облака, а также увеличению интенсивности осадкообразования. Высота верхней границы объединенного облака достигает 15 км (для одиночного облака — 8 км).

На рис. 11 в качестве примера приведены вертикальные разрезы поля водности дождевых капель в синхронные моменты времени для случаев одиночного облака и слияния двух облаков. Из рисунка видно, что при слиянии осадки охватывают более широкую область.

Рассмотрим другой пример. В Северо-Кавказском регионе России 07.06.2014 г. имел место интенсивный грозо-градовый процесс. Наблюдения показали, что выпадение крупного града происходило из нескольких градовых ячеек, последовательно сменявших друг друга. Формирование одной градовой ячейки происходило в результате процесса слияния двух других ячеек, развивавшихся в одном и том же кластере и на момент слияния находящихся на стадии интенсивного развития.

Для указанного случая в результате моделирования также получено, что слияние облаков способствует усилению облачной конвекции и осадкообразования.

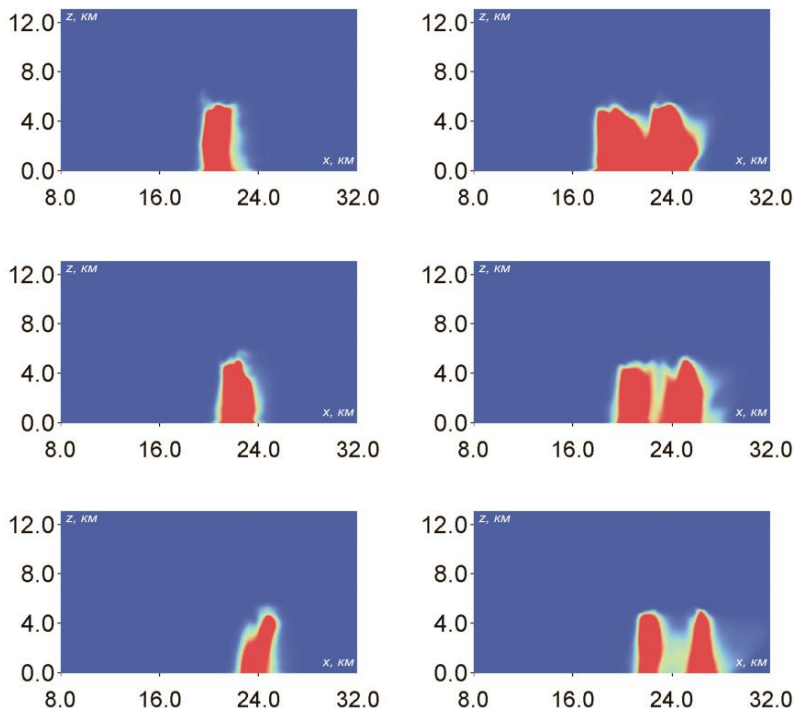
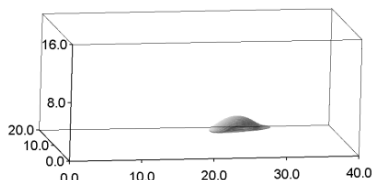


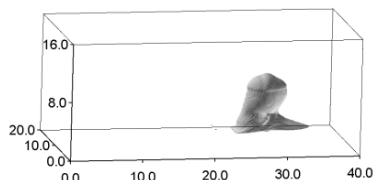
Рис. 11. Вертикальный профиль максимального по оси Y значения водности дождевых капель в плоскости XZ в разные (синхронные) моменты времени: слева — для случая одиночного облака; справа — для случая слияния двух облаков.

На рис. 12 приведено трехмерное изображение суммарного поля водности облачных капель и ледности облачных ледяных кристаллов в разные моменты времени для случая одиночного облака, а на рис. 13 — для случая слияния облаков. Виден процесс слияния (особенно на рис. 13а), а также тот факт, что объединенное облако имеет существенно бóльшие размеры, чем одиночное.

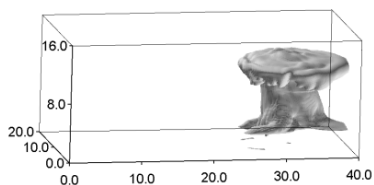
а)



б)



в)



г)

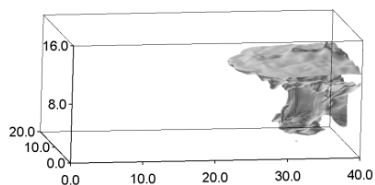
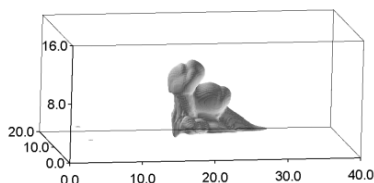
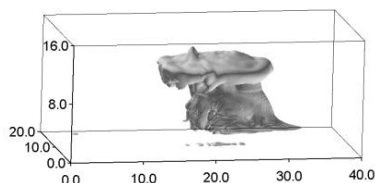


Рис. 12. Трехмерное изображение суммарного поля водности облачных капель и ледности облачных ледяных кристаллов в разные моменты времени. Изоповерхность 0,1 г/кг. Случай одиночного облака.

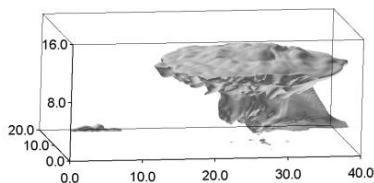
а)



б)



в)



г)

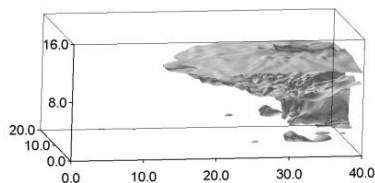


Рис. 13. Трехмерное изображение суммарного поля водности облачных капель и ледности облачных ледяных кристаллов в разные моменты времени. Изоповерхность 0,1 г/кг. Случай слияния двух конвективных облаков.

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 16-05-00197_а, 17-05-00965, БРИКС_т 18-55-80020).

Работы по трехмерному моделированию выполнены с использованием ресурсов суперкомпьютерного комплекса МГУ имени М. В. Ломоносова (Воеводин и др., 2012).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Веремей Н. Е., Довгалоук Ю. А., Станкова Е. Н. (2007). Численное моделирование конвективных облаков, развивающихся в атмосфере при чрезвычайных ситуациях (взрыв, пожар) // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Т. 43. С. 792—806.

Веремей Н. Е., Довгалоук Ю. А., Ефимов С. В., Носова А. М., Печенкин А. А. (2013). Исследование ливневой и грозовой активности на территории России с использованием численной модели конвективного облака и данных реанализа // Метеорология и гидрология. № 1. С. 32—43.

Веремей Н. Е., Довгалоук Ю. А., Дорофеев Е. В., Синькевич А. А., Комаровских К. Ф. (2014). Численное моделирование влияния сажевого аэрозоля на эволюцию конвективного облака при сильном аэрозольном загрязнении атмосферы // Труды ГГО. Вып. 572. С. 30—43.

Веремей Н. Е., Довгалоук Ю. А., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Морозов В. Н., Пастушков Р. С. (2016). Описание базовой численной нестационарной трехмерной модели конвективного облака // Труды ГГО. Вып. 582. С. 45—91.

Воеводин Вл. В., Жуматий С. А., Соболев С. И., Антонов А. С., Брызгалов П. А., Никитенко Д. А., Стефанов К. С., Воеводин Вад. В. (2012). Практика суперкомпьютера «Ломоносов» // Открытые системы. — Москва: Издательский дом «Открытые системы». 7 с.

Довгалоук Ю. А., Веремей Н. Е. (2013). Применение численной нестационарной полуторамерной модели конвективного облака в комплексе с климатическими моделями для исследования распределения конвективных облаков и связанных с ними явлений по большой территории / В сб. трудов Международной научной конференции с элементами научной школы «Инновационные методы и средства исследований в области физики атмосферы, гидрометеорологии, экологии и изменения климата». — Ставрополь: СКФУ-ВГИ-РГГМУ. С. 60—63.

Довгалоук Ю. А., Синькевич А. А., Степаненко В. Д. (2008а). Пятьдесят лет отделу Физики облаков ГУ «ГГО» // В сб.: Вопросы физики облаков. 50 лет отделу Физики облаков ГГО. С. 3—29.

Довгалюк Ю. А., Синькевич А. А., Степаненко В. Д., Веремей Н. Е., Волков Н. Н., Куров А. Б. (2008б). Состояние и перспективы развития лабораторного комплекса ГГО для исследований в области физики облаков и активных воздействий / В сб.: Вопросы физики облаков. 50 лет отделу Физики облаков ГГО. С. 334—361.

Довгалюк Ю. А., Синькевич А. А., Степаненко В. Д. (2010). Снижение количества твердых и жидких осадков в Санкт-Петербурге с помощью активных воздействий на облака // Общество. Среда. Развитие. № 3. С. 243—250.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Синькевич А. А. (2013). Применение полуторамерной модели для решения фундаментальных и прикладных задач физики облаков. Второе издание. — СПб: Моби Дик. 220 с.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Владимиров С. А., Дрофа А. С., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Морозов В. Н., Пастушков Р. С., Синькевич А. А., Шаповалов А. В. (2016а). Концепция разработки численной нестационарной трехмерной модели эволюции осадкообразующего конвективного облака в естественных условиях и при активных воздействиях // Труды ГГО. Вып. 582. С. 7—44.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Владимиров С. А., Дрофа А. С., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Морозов В. Н., Пастушков Р. С., Синькевич А. А., Шаповалов А. В. (2016б). Перспективы развития численной трехмерной модели конвективного облака // Труды ГГО. Вып. 582. С. 202—213.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Синькевич А. А., Торопова М. Л. (2016в). Пример результатов расчетов эволюции осадкообразующего конвективного облака с помощью полной трехмерной модели // Труды ГГО. Вып. 582. С. 92—115.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Гонпалакришнан В., Михайловский Ю. П., Муругавел П., Павар С. Д., Синькевич А. А., Торопова М. Л. (2017а). Численное моделирование слияния облаков с использованием трехмерной нестационарной модели облачной конвекции // Труды ГГО. Вып. 584. С. 7—35.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Торопова М. Л., Синькевич А. А., Куров А. Б., Волков Н. Н., Игнатьев А. А. (2017б). Влияние аэрозольного загрязнения атмосферы при лесных пожарах на эволюцию конвективных облаков и связанных с ними осадков // Труды ГГО. Вып. 585. С. 7—37.

Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Торопова М. Л., Синькевич А. А., Куров А. Б., Волков Н. Н., Игнатьев А. А. (2018). Особенности эволюции конвективных облаков и осадков в условиях сильного аэрозольного загрязнения

атмосферы, вызванного лесными пожарами // Труды ГГО. Вып. 588. С. 7—27.

Довгалюк Ю. А., Станкова Е. Н. (1989). Динамический аспект оценки стадий жизни кучево-дождевого облака // Труды ВГИ. Вып. 76. С. 29—34.

Краус Т. В., Синькевич А. А., Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Степаненко В. Д. (2009). Оценка результатов воздействий на кучево-дождевое облако с целью ослабления града в провинции Альберта (Канада) по данным радиолокатора и численного моделирования // Метеорология и гидрология. № 4. С. 39—53.

Краус Т. В., Синькевич А. А., Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Макитов В. С., Степаненко В. Д. (2011а). Комплексное исследование характеристик кучево-дождевого облака, развивавшегося над Аравийским полуостровом в условиях большого дефицита точки росы в атмосфере. Часть 1. Натурные наблюдения и численное моделирование // Метеорология и гидрология. № 2. С. 44—59.

Краус Т. В., Синькевич А. А., Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Макитов В. С., Степаненко В. Д. (2011б). Комплексное исследование характеристик кучево-дождевого облака, развивавшегося над Аравийским полуостровом в условиях большого дефицита точки росы в атмосфере. Часть 2. Анализ данных спутника «Meteosat» // Метеорология и гидрология. № 3. С. 36—47.

Краус Т. В., Синькевич А. А., Бургер Р., Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Степаненко В. Д. (2011в). Исследование влияния динамических факторов на развитие кучево-дождевого облака в Саудовской Аравии // Метеорология и гидрология. № 10. С. 5—19.

Краус Т. В., Синькевич А. А., Гхулам А. С. (2012а). Измерение осадков высокой интенсивности дистанционными методами // Метеорология и гидрология. № 7. С. 15—27.

Краус Т. В., Синькевич А. А., Гхулам А. С. (2012б). Радиолокационные исследования слияния облаков // Метеорология и гидрология. № 9. С. 42—57.

Куров А. Б., Веремей Н. Е., Волков Н. Н., Летенко Д. Г., Михайловский В. Ю., Синькевич А. А. (2015). Влияние сажевых частиц на кристаллизацию капель воды // Труды ГГО. Вып. 579. С. 205—213.

Куров А. Б., Веремей Н. Е., Синькевич А. А., Волков Н. Н. (2017). Результаты лабораторных исследований влияния продуктов горения, образующихся при лесных пожарах, на процессы кристаллизации капель воды / В сб.: Доклады Всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. Часть 1. — Нальчик: Изд. АЭТЕРНА. С. 252—255.

Михайловский Ю. П., Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Синькевич А. А. (2017а). К использованию численной модели конвективного грозового облака для изучения роли электрических сил в образовании опасных явлений погоды // Труды ГГО. Вып. 587. С. 7—31.

Михайловский Ю. П., Синькевич А. А., Павар С. Д., Гопалакришнан В., Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Богданов Е. В., Куров А. Б., Аджиев А. Х., Малкарова А. М., Абшаев А. М. (2017б). Исследования развития грозо-градового облака. Часть 2. Анализ методов прогноза и диагноза электрического состояния облаков // Метеорология и гидрология. № 6. С. 31—45.

Плауде Н. О., Стулов Е. А., Париуткина И. П., Сосникова Е. В., Монахова Н. А. (2013). Характеристики атмосферного аэрозоля в Московском регионе. — М.: Научный Мир. 79 с.

Синькевич А. А., Краус Т. В., Степаненко В. Д., Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Куров А. Б., Пивоварова Л. В. (2009). Исследование динамики наковальни кучево-дождевого облака большой вертикальной протяженности // Метеорология и гидрология. № 12. С. 5—17.

Синькевич А. А., Веремей Н. Е., Волков Н. Н., Довгалюк Ю. А., Степаненко В. Д., Щукин Г. Г. (2010). Результаты комплексного использования спутниковых радиометрических, наземных радиолокационных измерений и данных численного моделирования облаков для контроля за воздействиями с целью предотвращения осадков в г. Петергофе // Метеорология и гидрология. № 10. С. 23—33.

Синькевич А. А., Краус Т. В., Гхулам А. С., Куров А. Б. (2013). Исследование характеристик кучево-дождевых облаков большой мощности после воздействий с целью увеличения осадков // Метеорология и гидрология. № 9. С. 5—20.

Синькевич А. А., Краус Т. В., Павар С. Д., Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Куров А. Б., Гопалакришнан В. (2014а). Исследование влияния сильного аэрозольного загрязнения атмосферы на развитие кучево-дождевого облака значительной вертикальной протяженности // Метеорология и гидрология. № 9. С. 16—33.

Синькевич А. А., Краус Т. В., Павар С. Д., Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Куров А. Б., Гопалакришнан В. (2014б). Исследование влияния сильного аэрозольного загрязнения атмосферы на развитие кучево-дождевого облака с помощью трехмерной модели // Труды ГГО. Вып. 570. С. 197—210.

Синькевич А. А., Павар С. Д., Куров А. Б., Волков Н. Н., Михайловский В. Ю., Гопалакришнан В. (2014в). Лабораторные исследования влияния частиц песка и глины на процессы кристаллизации капель воды // Труды ГГО. Вып. 570. С. 197—210.

Синькевич А. А., Краус Т. В., Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Волков Н. Н., Куров А. Б., Махоткина Е. Л., Михайловский Ю. П., Михайловский В. Ю. (2015а).

Влияние больших концентраций атмосферного аэрозоля на развитие конвективных облаков / В сб.: Вопросы физики облаков. Атмосферные аэрозоли, активные воздействия. — Обнинск: ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». С. 304—322.

Синькевич А. А., Павар С. Д., Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Гопалакришнан В., Михайловский В. Ю., Муругавел П. (2015б). Исследование изменения электрической структуры грозового облака в условиях сильного аэрозольного загрязнения атмосферы // Труды ГГО. Вып. 578. С. 23—46.

Синькевич А. А., Павар С. Д., Куров А. Б., Волков Н. Н., Михайловский В. Ю., Веремей Н. Е., Гопалакришнан В. (2015в). О влиянии аэрозолей естественного происхождения на температуру кристаллизации капель воды // Труды ГГО. Вып. 576. С. 42—49.

Синькевич А. А., Куров А. Б., Волков Н. Н., Баранова Н. И. (2015г). Лабораторные исследования влияния естественного аэрозоля на процессы кристаллизации капель. Часть 1. — Нальчик: ООО «Печатный двор». С. 201—203.

Синькевич А. А., Михайловский Ю. П., Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Богданов Е. В., Аджиев А. Х., Малкарова А. М., Абшаев А. М. (2016). Исследования развития грозо-градового облака. Часть 1. Развитие облака и формирование электрических разрядов // Метеорология и гидрология. № 9. С. 27—40.

Синькевич А. А., Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Куров А. Б., Михайловский Ю. П., Богданов Е. В., Торопова М. Л., Игнатьев А. А., Аджиев А. Х., Малкарова А. М., Абшаев А. М., Гопалакришнан В., Муругавел П., Павар С. Д. (2017). Исследования развития грозо-градового облака. Часть 3. Численное моделирование эволюции облака // Метеорология и гидрология. № 8. С. 18—28.

Синькевич А. А., Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Михайловский Ю. П. (2018а). Слияние конвективных облаков. — СПб: ООО «Амирит». 280 с.

Синькевич А. А., Боу Б., Михайловский Ю. П., Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Гопалакришнан В., Муругавел П., Павар С. Д. (2018б). Исследования эффекта воздействий на мощные кучевые облака в Индии с целью увеличения осадков // Метеорология и гидрология. № 4. С. 5—17.

Синькевич А. А., Краус Т. В. (2010). Воздействия на облака в Саудовской Аравии, статистическая оценка результатов // Метеорология и гидрология. № 6. С. 26—37.

Синькевич А. А., Краус Т. В. (2012). Эффективность воздействий кристаллизующими реагентами на конвективные облака с целью увеличения осадков / В сб.: Радиолокационная метеорология и активные воздействия. — СПб: Д'АРТ. С. 30—49.

Синькевич А. А., Матросов С. Ю. (2008). Строение Арктического слоисто-дождевого облака по данным самолетных и дистанционных измерений // Метеорология и гидрология. № 10. С. 34—51.

Шишкин Н. С. (1954). Облака, осадки и грозовое электричество. — Л.: Гидрометеиздат. 289 с.

Шишкин Н. С. (1964). Облака, осадки и грозовое электричество. — Л.: Гидрометеиздат. 402 с.

Krauss T. W., Sinkevich A. A., Ghulam A. S. (2010). Precipitation Characteristics of Natural and Seeded Cumulus Clouds in the Asia Region of Saudi Arabia // Journal of Weather Modification. V. 42. P. 61—77.

Krauss T. W., Sinkevich A. A., Ghulam A. S. (2011). Effects of Feeder Cloud Merging on Storm Development in Saudi Arabia // JKAU: Met., Env. & Arid Land Agric. Sci. V. 22. № 2. P. 23—39 (2011 A.D./1432 A.H.). DOI: 10.4197/Met. 22-2.2.

Pawar S. D., Gopalakrishnan V., Murugavel P., Sinkevich A., Deen Mani La (2014). Effects of environmental conditions on inducing charge structures of thunderstorms over Eastern India // Earth, Planets and Space. V. 66. № 54. P. 2—14. DOI: 10.1186/1880-5981-66-54.

Pawar S. D., Gopalakrishnan V., Murugavel P., Veremey N. E., Sinkevich A. A. (2017). Possible role of aerosols in the charge structure of isolated thunderstorms // Atmospheric Research. V. 183. P. 331—340. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres>.

Sinkevich A. A., Krauss T. W. (2014). Changes in thunderstorm characteristics due to feeder cloud merging // J. of Atmospheric Research. V. 142. P. 124—132. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres>.

Воздействия глобального потепления на сельское хозяйство аридных зон Средней Азии в середине XXI века по оценкам ансамбля региональной климатической модели. Школьник И. М., Пигольцина Г. Б., Ефимов С. В. Труды ГГО. 2018. Вып. 589. С. 5–49.

Приводятся оценки возможных последствий глобального потепления для условий произрастания ведущих сельскохозяйственных культур Средней Азии – хлопчатника, яровой пшеницы и ярового ячменя. Будущий климат региона рассчитан по ансамблю региональной климатической модели, обеспечивающей высокое пространственное разрешение на территории региона и использующей сценарий радиационного воздействия МГЭИК RCP8.5. Расчёты изменений агроклиматических показателей выполнены как для средних по ансамблю изменений климата, так и для крайних значений прогнозируемых изменений метеорологических характеристик в ансамбле. В среднем по ансамблю расчётов к середине текущего столетия границы возделывания хлопчатника могут сместиться к северу до 500 км и ареал возделывания хлопчатника значительно расширится. Глобальное потепление в целом позитивно повлияет на агроклиматические условия возделывания яровых зерновых культур, выращиваемых на богарных землях Средней Азии. Ожидаемый рост гидротермического коэффициента (ГТК) в результате сдвига периода вегетации при повышении температуры может достичь для среднего по ансамблю изменения в отдельных районах 25–30 %, а для наибольшего в ансамбле прогнозируемого потепления 45–50 %.

Ключевые слова: глобальные и региональные изменения климата, региональная модель, аридная территория, агроклиматические показатели, хлопчатник, пшеница, ячмень.

Табл. 2. Ил. 37. Библ. 19.

Фоновый стратосферный аэрозоль и его радиационные характеристики по данным лидарных наблюдений в 2014–2017 гг.
Коршунов В. А. Труды ГГО. 2018. Вып. 589. С. 50–73.

Представлены результаты лидарного зондирования стратосферного аэрозоля над г. Обнинск для фонового вулканического периода 2014–2017 гг. С помощью методов траекторного анализа рассматриваются источники повышенного аэрозольного содержания в нижней стратосфере. Приводятся результаты измерений интегрального коэффициента обратного рассеяния и оценки оптической толщины стратосферного аэрозоля. Проведены оценки радиационных характеристик стратосферного аэрозоля для рассматриваемого фонового периода.

Ключевые слова: лидар, стратосферный аэрозоль, радиационные характеристики, климат.

Табл. 3. Ил. 7. Библ. 26.

Исследование эффективности воздействия гигроскопическими и льдообразующими реагентами на конвективное облако. Белова Л. К., Дрофа А. С. Труды ГГО. 2018. Вып. 589. С. 74–97.

С использованием 3-мерной численной модели конвективного облака проведено исследование воздействий на конвективное облако гигроскопическими и льдообразующими реагентами. При численном моделировании воздействия учитывались конкретные характеристики реагентов – полидисперсного солевого порошка и льдообразующего пиротехнического состава. По результатам численного моделирования определены оптимальные режимы ввода реагентов в облако для получения максимально возможного количества дополнительных осадков. Показано, что эффект увеличения осадков при воздействии достигается за счет преобразования облачных капель в осадки (жидкие или твердые). Наибольший эффект воздействия наблюдается при воздействии на конвективное облако комплексным методом. По результатам численного моделирования установлен ряд закономерностей, определяющих эффективность воздействия.

Ключевые слова: конвективные облака, льдообразующие и гигроскопические реагенты, комплексный метод, водозапас облака, эффективность осадкообразования.

Табл. 1. Ил. 6. Библ. 14.

Глобальная электрическая цепь в атмосфере: теоретические модели и экспериментальные данные. Морозов В. Н., Соколенко Л. Г., Зайнетдинов Б. Г. Труды ГГО. 2018. Вып. 589. С. 98–113.

В работе рассмотрены теоретические модели глобальной электрической цепи, описывающие глобальную унитарную вариацию потенциала ионосферы. В данных моделях основным токовым генератором является грозовая активность в высоких широтах. Также представлены экспериментальные данные с сети станций наблюдения за электрическими характеристиками атмосферы в приземном слое. Показано, что на прибрежных высокоширотных станциях, в отличие от континентальных, теоретические модели хорошо согласуются с экспериментальными наблюдениями.

Ключевые слова: глобальная электрическая цепь, теоретические модели, потенциал ионосферы, грозовая активность, напряженность электрического поля атмосферы, глобальная унитарная вариация, суммарная электрическая проводимость воздуха.

Ил. 6. Библ. 24.

УДК 551.584

Оценка продолжительности осадков по радиолокационным характеристикам конвективной облачности. Капустин А. В., Колбин В. А., Кузнецов А. Д., Сероухова О. С., Симакина Т. Е. Труды ГГО. 2018. Вып. 589. С. 114–124.

Данное исследование выполнено с целью оценки возможностей определения продолжительности и интенсивности осадков на основе использования радиолокационных характеристик облачности, измеренных в момент начала осадков. В качестве исходных данных в работе использовались результаты радиолокационного зондирования, выполненного с помощью доплеровского МРЛ, установленным в аэропорту Пулково. На основе анализа 61 случая с ливневыми осадками за 4 месяца летнего периода 2012–2013 гг. были получены уравнения регрессии для анализа и прогноза продолжительности и интенсивности ливневых осадков.

Ключевые слова: радиолокационное зондирование атмосферы, продолжительность ливневых осадков, интенсивность ливневых осадков, уравнения регрессии.

Табл. 2. Ил. 5. Библ. 8.

УДК 551.521

Актинометрическая сеть Росгидромета: текущее состояние. Луцко Л. В., Ерохина А. Е., А. П. Бычкова, Махоткина Е. Л. Махоткин А. Н., Бекенева О. Б. Труды ГГО. 2018. Вып. 589. С. 125–152.

Представлен обзор современного состояния актинометрической сети Росгидромета. Изложены основные результаты модернизации за последние 8 лет. Дана оценка работы автоматизированных актинометрических комплексов. Проанализированы состав, состояние технического обеспечения актинометрической сетей. Рассмотрены вопросы сбора, анализа и хранения актинометрической информации.

Ключевые слова: актинометрические наблюдения, модернизация, автоматизированный актинометрический комплекс, автоматизированный измерительный комплекс, обработка данных, хранение информации.

Ил. 6. Табл. 3. Библ. 11.

УДК 551.506.5

Результаты модернизации и расширения сети наблюдений за атмосферным электричеством. Соколенко Л. Г., Зайнетдинов Б. Г. Труды ГГО. 2018. Вып. 589. С. 153–166.

В статье представлены итоги модернизации и расширения сети станций наблюдения за электрическими характеристиками приземного слоя атмосферы. Дано описание новых разработанных измерителей «Поле-2М» и «Электропроводность-2М». Показаны результаты параллельных измерений, из которых видно, что преемственность рядов наблюдений не нарушается.

Ключевые слова: атмосферно-электрическая сеть, напряженность электрического поля атмосферы, электрическая проводимость воздуха, сравнительные наблюдения.

Ил. 8. Табл. 4. Библ. 4.

К 60-летию лаборатории физики облаков ГГО: итоги работы за 2008–2018 гг. Довгалюк Ю. А., Синькевич А. А., Веремей Н. Е, Куров А. Б., Волков Н. Н., Баранова Н. И. Труды ГГО. 2018. Вып. 589. С. 167–207.

В 2018 г. исполняется 60 лет со дня создания лаборатории физики облаков ГГО. Отдел физики облаков и активных воздействий, включающий данную лабораторию, был создан как самостоятельное подразделение в 1958 г. по инициативе Н. С. Шишкина и при поддержке администрации ГГО в лице заместителя директора В. Я. Никандрова.

В статье кратко изложены основные направления деятельности лаборатории за период 2008–2018 гг, представлены основные научные результаты, полученные за указанный период.

Ключевые слова: физика облаков, научные результаты, конвективные облака, модель, электризация, активные воздействия.

Ил. 13. Библ. 53.

Impact of global warming on the agriculture of arid zones of middle asia in the mid xxi century based on the ensemble of regional climate model projections. Shkolnik I. M., Pigoltsina G. B., Efimov. S. V. Proceedings of MGO. 2018. V. 588. P. 5–49.

The assessment of global warming impacts on agroclimatic conditions of the growth of the leading agricultural crops of Central Asia (cotton, spring wheat and spring barley) is carried out. Future climate has been projected by the ensemble of regional climate model with high spatial resolution under the IPCC RCP8.5 scenario. Calculations of the changes in agroclimatic indicators are performed using the ensemble mean climate changes as well as extremely strong and weak changes in the ensemble. By and large, based on ensemble mean projection for the mid XXI century, the boundaries of cotton cultivation can shift northwards up to 500 km and the area of cotton cultivation will increase significantly. Global warming in general will positively affect the agro-climatic conditions of cultivation of spring crops, grown on the rainfed lands of Central Asia. The expected growth of the hydrothermal coefficient (SCC), as a result of a shift in the vegetation period with an increase in temperature can amount to 25–30 % for the ensemble mean changes, and 45–50 % for the largest predicted warming in the ensemble.

Keywords: global and regional climate change, regional climate model, arid region, agroclimatic indicators, cotton, spring wheat, barley.

Tab. 2. Fig. 37. Ref. 19.

Background Stratospheric Aerosol and It's Radiative Characteristics According to Data of Lidar Observations in 2014- 2017. Korshunov V. A. Proceeding of MGO. 2018. V. 589. P. 50–73.

Results of lidar sensing of stratospheric aerosol over Obninsk city are presented for background volcanic period 2014–2017. Sources of elevated aerosol content at lower stratosphere are revealed by means of methods of trajectory analysis. Results of measurements of integral backscattering coefficients and estimates of optical thickness of stratospheric aerosol are presented. Radiative parameters of stratospheric aerosol for background period under considerations are estimated.

Keywords: lidar, stratospheric aerosol, radiative characteristics, climate.

Tab. 3. Fig. 7. Ref. 26.

Studying the efficiency of modifying a convective cloud with hygroscopic and ice-forming agents. Belova L. K., Drofa A. S. Proceeding of MGO. 2018. V. 589. P. 74–97.

The effects of hygroscopic and ice-forming agents on the convective cloud were studied with the use of a numerical 3D-model. Concrete characteristics of agents (the polydisperse salt powder and ice-forming pyrotechnic compound) were taken into consideration. Based on the results of numerical simulation optimal regimes of agent introduction into a cloud for obtaining maximum possible amounts of additional precipitation amounts were determined. It has been shown that the effect of precipitation enhancement under modification is attained due to transformation of cloud drops into precipitation particles (liquid or solid). The most efficient modification impact on a convective cloud is observed at the use of a complex method. From the results of numerical simulation a set of laws determining the efficiency of modification has been set up.

Keywords: convective clouds, hygroscopic and ice-forming agents, complex method, cloud liquid water content, precipitation formation efficiency.

Tab. 1. Fig. 6. Ref. 14.

Global electric circuit in the atmosphere: theoretical models and experimental data. Morozov V. N., Sokolenko L. G., Zainetdinov B. G. Proceedings of MGO. 2018. V. 589. P. 98–113.

The theoretical models of the global electrical circuit describing the global unitary variation of the ionosphere potential are considered in the article. In these models, the thunderstorm activity in high latitudes is the main current generator. Experimental data from the network of stations monitoring the electrical characteristics of the atmosphere in the surface layer are also presented. It is shown that, at coastal high-latitude stations, in contrast to continental ones, theoretical models comply with the data of the experimental observations.

Keywords: the global electrical circuit, theoretical models, the potential of the ionosphere, storm activity, atmospheric electrical field strength, global unitary variation, total electrical conductivity of air.

Fig. 6. Ref. 24.

Estimation of duration and intensivity of shelves on radar location characteristics of the cloudy. Kapustin A. V., Kolbin V. A., Kuznetsov A. D., Seroukhova O. S., Simakina T. E. Proceeding of MGO. 2018. V. 589. P. 114–124.

This study was carried out to assess the possibilities of determining the duration and intensity of precipitation based on the use of radar characteristics of the clouds measured at the time of the beginning of the precipitation. The initial data in the work used the results of radar sounding, performed with the help of Doppler MRL, installed at the airport Pulkovo. Based on the analysis of 61 cases with rainfall over the 4 months of the summer period 2012–2013, regression equations were obtained for the analysis and prediction of the duration and intensity of rainfall.

Keywords: radar sounding of the atmosphere, duration of rainfall, intensity of rainfall, regression equations

Tab. 2. Fig. 5. Ref. 8.

Actinometric network of Roshydromet: current status. Lutsko L. V., Erokhina A. E., Bychkova A. P. Makhotkina E. L., Makhotkin A. N., Bekeneva O. B. Proceedings of MGO. 2018. V. 589. C. 125–152.

The review summarizes data on the present state of actinometrical network of Rosgidromet. Principal results of upgrade carried out over the last 8 year, are presented. Performance of automated meteorological complexes is esteemed. The structure and technical condition of actinometrical networks are analyzed. The issues concerning collection, analysis and storage of actinometrical data are discussed.

Keywords: actinometric observations, modernization, automated actinometric complex, automated measuring complex, data processing, information storage.

Fig. 6. Tab. 3. Ref. 11.

Results of Upgrading and Expansion of Atmospheric Electricity Monitoring Network. Sokolenko L. G., Zainetdinov B. G. Proceedings of MGO. 2018. V. 589. P. 153–166.

The article presents the results of upgrading/ modernization and expansion of the monitoring network of atmospheric boundary layer (ABL) electrical characteristics/parameters. The description of the new developed measuring devices, such as "Pole-2M" and "Electroproductivnost-2M", is given. According to the presented results of simultaneous measurements it can be seen that the observational series continuity is not broken.

Keywords: the atmospheric-electricity network, the electric field strength of the atmosphere, and the electrical conductivity of the air, comparative observations.

Fig. 8. Tab. 4. Ref. 4.

Towards 60-MGO Cloud Physics Laboratory Jubilee: the results for the period 2008–2018. Dovgaluk Ju. A., Sinkevich A. A., Veremei N. E., Kurov A. B., Volkov N. N., Baranova N. I. Proceedings of MGO. 2018. V. 589. P. 153–166.

2018 marks 60-th anniversary from the date of the MGO Cloud Physics Laboratory foundation. Cloud Physics and Cloud Seeding Department which included this laboratory was founded in 1958 as a separate Department due to initiative of N. S. Shishkin under support by vice Director V. Ya. Nikandrov.

Main areas of the laboratory activities for the period 2008–2018 are briefly presented in the article. Main scientific results, obtained for the mentioned period, are presented.

Keywords: cloud physics, scientific results, convective cloud, model, electrification, weather modification.

Fig. 13. Ref. 53.

**Сборник научных трудов
Труды ГГО. Вып. 589**

Подписано в печать 24.09.18. Формат 60х84/16. Бумага офсетная.

Печать офсетная. Печ. л. 13,75. Тираж 300 экз. Заказ №6320.

Изготовлено в ООО «Д'АРТ». 195030, Санкт-Петербург, ул. Химиков, д. 28Ц, оф. 1Н.