

Федеральная служба
по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды

ТРУДЫ
ГЛАВНОЙ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСЕРВАТОРИИ
им. А. И. Воейкова

Выпуск

577

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

Санкт-Петербург
2015

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

Редакционная коллегия

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

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

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

Рекомендуется аспирантам и студентам старших курсов соответствующих специальностей.

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

Proceedings of Voeikov Main Geophysical Observatory

Editorial board

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

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

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

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

© Федеральное государственное бюджетное учреждение «Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова»,
2015

СОДЕРЖАНИЕ

<i>С. Ю. Гаврилова, Т. А. Иванова, Л. В. Луцько, О. А. Мясникова.</i> Итоги состояния и функционирования автоматизированной метеорологической и актинометрической сетей в 2014 году.	7
<i>Кондратюк В. И., Светлова Т. П., Иванова К. М.</i> Пути и проблемы климатического районирования территории Российской Федерации.	34
<i>В. Н. Морозов.</i> Экспериментальные и теоретические исследования влияния аэрозольных частиц субмикронного диапазона на электрическую проводимость воздуха и напряженность электрического поля атмосферы (обзор).	47
<i>Л. С. Ивлев, Ю. А. Довгалюк.</i> Гетерогенные процессы роста аэрозолей верхней тропосферы и стратосферы.	65
<i>В. Н. Морозов.</i> Влияние глобального распределения аэрозольных частиц на электрический потенциал ионосферы.	106
<i>А. Д. Кузнецов, О. С. Сероухова., Т. Е. Симакина, А. С. Солонин.</i> Теоретические аспекты термокартирования автодорожного покрытия по данным ИК-радиометра.	113
<i>Е. В. Дорофеев, В. В. Зверев, М. В. Львова, И. А. Тарабукин.</i> Развитие комплексной автоматизированной информационно-измерительной системы метеобеспечения авиации и прогноза опасных гидрометеорологических явлений «КАСМЕТЕО».	127
<i>В. В. Ипатов, Н. В. Терев, С. А. Рубцов, В. В. Широтов, Н. И. Сизов, Г. Н. Ильин, В. Ю. Быков, В. Г. Стэмповский.</i> Оценка состояния экологической обстановки в зависимости от гидрометеорологических условий на аэродроме.	141

<i>И. Л. Калюжный, В. И. Батуев.</i> Формирование температурного режима торфяной залежи при изменении климатических характеристик в северной и северо-западной зоне олиготрофных болот ЕТР.	156
<i>С. Н. Лапина, С. В. Морозова.</i> К вопросу о роли циркуляции атмосферы в глобальных климатических процессах.	169
<i>Ю. А. Довгалюк, Н. Е. Веремей, К. М. Иванова.</i> Исследование облачных ресурсов для тушения лесных пожаров в Северо-Западном регионе Российской Федерации.	179
<i>Ю. П. Михайловский.</i> Методика и результаты самолетных воздействий на электризацию конвективных облаков.	197
<i>Ю. Д. Реснянский.</i> Комментарии к статье «Влияние эволюции климатических характеристик в XXI веке на газообмен через поверхность Баренцева моря (численное моделирование)».	212
<i>Р. С. Бортковский.</i> Ответ на комментарии Ю. Д. Реснянского к статье «Влияние эволюции климатических характеристик в XXI веке на газообмен через поверхность Баренцева моря (численное моделирование)».	217
Нина Владимировна Кобышева.....	220
Юлия Александровна Довгалюк.....	222
Дмитрий Петрович Беспалов.....	224
Сергей Иванович Савинов.....	230
Памяти Владимира Ивановича Горышина.....	271
Владимир Александрович Михельсон.....	273

CONTENTS

<i>S. Yu. Gavrilova, T. A. Ivanova, L. V. Lutsko, O. A. Miasnikova.</i> The results of the condition and operation of automated meteorological and solar radiation networks in 2014. .	7
<i>V. J. Kondratyuk, T. P. Svetlova, K. M. Ivanova.</i> Ways and problems of climatic division into districts of the territory of the Russian Federation.	33
<i>V. N. Morozov.</i> Experimental and theoretical studies of the influence of aerosol particles in the submicron range on the electrical conductivity of air and the electric field of the atmosphere (review).	47
<i>L. S. Ivlev, Ju. A. Dovgaluk.</i> Geterogeneous processes of aerosols increase of the upper troposphere and stratosphere.	65
<i>V. N. Morozov.</i> The influence of the global distribution of aerosol particles in the electric potential of the ionosphere.	106
<i>A. D. Kuznetsov, O. S. Seroukhova, T. E. Simakina, A. S. Solonin.</i> Theoretical aspects remote temperature measurement of road surface according to ir-radiometer.	113
<i>E. V. Dorofeev, V. V. Zverev, M. V. Lvova, I. A. Tarabukin.</i> Development of automated system “KASMETEO” for dangerous weather phenomena forecasting and aviation meteorological support.	127
<i>V. V. Ipatov, N. V. Tereb, S. A. Rubtsov, V. V. Shirotov, N. I. Sizov, G. N. Ilyin, V. U. Bykov, V. G. Stempkovsky.</i> The results of comparative remote measurements of the atmospheric column-integrated precipitable water vapor.	141
<i>I. L. Kalyuzhny, V. I. Batuev.</i> Thermal regime forming for peat deposit within the north and northwest zones of oligotrophic bogs at the European Russia Territory under the climate changes.	156

<i>S. N. Lapina, S. V. Morozova.</i> As for the role of atmospheric circulation in global climate processes.	169
<i>Ju. A. Dovgaluk, N. E. Veremei, K. M. Ivanova.</i> Investigation of cloud resources for extinguishing large forest fires in the Northwest region of Russian Federation.	179
<i>Yu. P. Mikhailovsky.</i> The methodology and results of aircraft impacts on the electrification of convective clouds.	197
<i>Yu. D. Resnyanskii.</i> Comments on "Influence of the evolution of climatic characteristics in the 21st century on gas exchange through the surface of the Barents Sea (numerical simulation)".	212
<i>R. S. Bortkovski.</i> Response to Resnyanskii comments on "Influence of the evolution of climatic characteristics in the 21st century on gas exchange through the surface of the Barents Sea (numerical simulation)".	217
Nina V. Kobysheva.....	220
Yulia A. Dovgaluk.....	222
Dmitry P. Besspalov.....	224
Sergei I. Savinov.....	230
In memory of Vladimir I. Gorishin.....	271
Vladimir A. Mihelson.....	273

**ИТОГИ
СОСТОЯНИЯ И ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ
АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ И
АКТИНОМЕТРИЧЕСКОЙ СЕТЕЙ В 2014 ГОДУ**

С. Ю. Гаверилова, Т. А. Иванова, Л. В. Луцько, О. А. Мясникова

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

Поступила в редакцию 17.03.2015

Введение

На начало 2014 года установка автоматических метеорологических комплексов (АМК) и автоматических метеорологических станций (АМС) была завершена практически во всех УГМС. Основные проблемы с установкой АМК оставались на станциях Иркутского и Якутского УГМС. Не установлены АМК в основном в отдаленных и труднодоступных районах, с которыми нет регулярного наземного транспортного сообщения. В течение 2014 года были установлены 42 АМК, причем 23 из них в Иркутском и 5 Якутском УГМС, а также 41 АМС. Наибольшее количество АМС в 2014 г. установлено в Центральном УГМС — 19 штук.

По состоянию на конец 2014 г. на метеорологической сети Росгидромета находилось в эксплуатации 1813 АМК и АМС, из них 1530 АМК установлены на станциях с персоналом, 8 АМК переведены в автоматический режим и 275 АМС без персонала (табл. 1). За отчетный период демонтировано 8 АМК, всего же с 2010 г. полностью вышли из строя 41 АМК и 16 АМС по причинам, связанным с наводнениями, грозами, пожарами и актами вандализма.

На метеорологической сети в 2014 г. работали 18 автоматизированных актинометрических комплексов (ААК) из

19 поставленных на сеть. По техническим причинам не введён в эксплуатацию ААК, установленный в Южно-Сахалинске. Кроме того на двух станциях Северного УГМС (Архангельск и Белый Нос) установлены актинометрические измерительные системы (АИС), составленные из приборов фирмы Kipp&Zonen и ОАО «Пеленг».

В декабре 2014 г. утвержден Руководителем Росгидромета и издан первый нормативный документ, регламентирующий деятельность автоматизированной наблюдательной метеорологической сети: Р 52.04.818-2014 «Рекомендации по эксплуатации автоматизированных метеорологических комплексов в наблюдательных подразделениях», разработанный специалистами ГГО. Документ содержит требования к установке, обслуживанию и эксплуатации АМК, включает типовой порядок производства метеорологических наблюдений в НП, оснащенных АМК, и регламентирует действия персонала НП в случае выхода АМК из строя. С введением в действие Р 52.04.818-2014 в качестве основных средств измерения (СИ) на государственной наблюдательной сети используются датчики, входящие в состав АМК.

1. Техническое состояние АМК, АМС, ААК

Несмотря на короткий срок эксплуатации нового оборудования, возникает много проблем с его надежностью. Выходят из строя системные блоки, контроллеры, датчики, блоки питания, постоянные сбои программного обеспечения, нарушение связи с контроллером, отсутствие связи с центром сбора данных. Все вышедшее из строя оборудование или его комплектующие заменяется или восстанавливается за счет собственных средств УГМС.

1.1. Низкое качество поставленных по Проекту Росгидромет-1 персональных компьютеров и мониторов с учетом их круглосуточного использования приводит к частой потере результатов измерений АМК. В среднем на конец 2014 г. на наблюдательной сети уже заменено более 50 % системных блоков (DEPO), мониторов (Acer), блоков питания. В Приморском УГМС, где ввод в эксплуатацию АМК

начался раньше, чем в других, в 2015 году планируется полная замена этого оборудования.

На станциях с проблемами энергоснабжения для экономии электроэнергии рекомендуется вместо поставленных по Проекту Росгидромет-1 стационарных компьютеров, потребляющих более 100 Вт электроэнергии, закупать ноутбуки или промышленные компьютеры, которые имеют мощность потребления не более 20 Вт.

1.2. Для обеспечения работы АМК и АМС требуется устойчивое энергообеспечение. На сегодняшний день 41 работоспособный АМК законсервирован по причине отсутствия бесперебойного энергоснабжения. Зафиксировано множество отказов энергооборудования (ООО «МикроАрт»): стабилизаторов напряжения СН «ЭНЕРГИЯ» (60 %) и преобразователей напряжения МАП LCD «ЭНЕРГИЯ» (50 %), израсходован ресурс аккумуляторов.

Для АМС, где отсутствует сетевое электроснабжение, проблемы с энергообеспечением являются главной причиной их неустойчивой работы. В зимний период заряда двух аккумуляторов 5НК-125 хватает максимум на неделю.

Энергетическое оборудование в районах с низкой плотностью населения и, тем более, на ТДС не обеспечивает круглосуточную работу АМК (требуется ежедневное обслуживание с отключением ПК на время между сроками наблюдений). Требуют замены 80 % аккумуляторных батарей, поставленных в рамках Проекта Росгидромет-1.

На ТДС Росгидромета установлены альтернативные источники энергии двух видов: солнечные станции (солнечная панель, аккумуляторные батареи, контроллер и инвертор) и комплект энергооборудования (ветрогенератор, солнечная панель, аккумуляторные батареи и многофункциональный автономный преобразователь).

Опыт эксплуатации ветроэнергетической установки ООО «ЭЛЕКТРОВЕТЕР» и сопутствующего оборудования, поставленного в рамках Проекта Росгидромет-1, оказался негативным:

— на нескольких НП при порывах ветра до 20 м/с (при рабочем диапазоне скоростей 2—40 м/с) рассыпались магниты ротора, ломался генератор;

— на ТДС Валаам Северо-Западного УГМС после 30 минут работы ветроэнергетической установки ООО «ЭЛЕКТРОВЕТЕР» преобразователь МАП «ЭНЕРГИЯ» отключился и прекратилось вращение лопастей ветрогенератора из-за того, что сгорела обмотка ветрогенератора, преобразователь МАП «ЭНЕРГИЯ» и блок «ОЭЗА». После гарантийного ремонта практически сразу вышел из строя преобразователь МАП «ЭНЕРГИЯ», а при сильном ветре ветрогенератор сорвало с мачты. При падении обломилась лопасть. В настоящее время ветроэлектрическая установки ООО «ЭЛЕКТРОВЕТЕР» не эксплуатируется.

Единственный положительный опыт эксплуатации комплекта энергооборудования (ветрогенератор и солнечные панели) отмечен на ТДС Маячный Северо-Западного УГМС (средняя годовая скорость ветра 4,5 м/с). Турбина роторно-вертикального типа Windside WS-0.30В надежно эксплуатируется с 2011 года, обслуживание производится 1—2 раза в год.

Планируется, что реализация Проекта Росгидромет-2, предусматривающего повышение надежности электроснабжения НП, позволит обеспечить более надежное функционирование АМК и АМС, расположенных в районах с отсутствием устойчивого сетевого электроснабжения.

1.3. В районах с неразвитой телекоммуникационной инфраструктурой проблемы со сбором данных до настоящего времени не решены. Наибольшее число случаев перебоев в канале связи в 2014 г. приходилось на Забайкальское, Среднесибирское и Якутское УГМС.

Таблица 1

Сведения о функционировании на метеорологической сети АМК, АМС, ААК за 2014 г.

№	Название УГМС	Находятся в эксплуатации				Установка последней версии ПО				Передача сообщений в коде WAREP		Поступление сообщений SYNOP			
		АМК		АМС	ААК, АИС	ПО логгера АМК (84.1.5.2.1 от 09.04.2013)	АМК: ПО АРМ 1.5.2.1 от 09.04.2013	АМС (7.8 от 09.04.2013)	WAREP от 25.04.2013	УГМС (ЦГМС)	ГМЦ РФ	АМК из НП (ЦГМС) в УГМС	АМК из УГМС в ГМЦ РФ	От АМС (ЦГМС) в УГМС	АМС из УГМС в ГМЦ РФ
		Всего	из них переведенные в режим АМС												
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1	Башкирское	31	0	4	0	31	31	4	31	0	0	6904	1566	336	0
2	Верхне-Волжское	58	0	22	0	55	55	19	56	39	0	11774	0	2939	0
3	Дальневосточное	86	0	20	1	68	68	16	68	56	25	13998	6165	1271	921
4	Забайкальское	89	0	12	1	84	79	9	69	65	48	7747	1635	1142	1142
5	Западно-Сибирское	122	3	9	2	110	111	8	111	119	119	25277	24805	1359	232
6	Иркутское	74	0	0	1	31	32	0	31	16	0	4350	0	0	0
7	Камчатское	31	0	4	1	26	26	2	26	19	19	4960	4960	316	0
8	Кольмское	31	0	8	1	22	22	2	22	20	20	6344	0	144	0
9	Мурманское	30	0	13	0	30	30	13	30	30	30	6986	7200	2909	1920
10	Обь-Иртышское	70	0	17	1	51	51	15	62	56	56	13386	1820	2173	1729

Продолжение таблицы 1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
11	Приволжское	67	0	7	1	67	67	7	67	67	67	15299	15229	1525	1525
12	Приморское	41	5	17	1	48	41	0	38	26	0	9350	7106	2538	1748
13	Сахалинское	34	0	1	1	0	34	0	34	34	0	7670	0	0	236
14	Северное	109	0	24	4	94	94	5	84	12	0	7088	4209	2521	613
15	Северо-Западное	70	0	8	0	68	68	8	63	42	42	15766	2384	937	480
16	Северо-Кавказское	152	0	25	1	142	145	22	143	134	25	34184	35400	3676	2278
17	Среднесибирское	111	0	12	0	66	66	10	59	0	0	17109	17109	2160	1440
	Республики														
18	Татарстан	15	0	7	0	15	15	7	15	15	15	3379	3600	1649	1649
19	Уральское	92	0	4	1	92	92	4	92	92	92	14835	11054	572	0
20	Центральное	91	0	40	1	87	91	22	91	88	91	21033	20793	4657	4417
	Центрально-														
21	Черноземное	47	0	1	0	45	45	0	44	43	2	10345	236	0	0
22	Чукотское	22	0	7	0	21	21	0	21	15	0	2340	480	1192	1192
23	Якутское	65	0	13	3	40	40	13	40	0	0	7625	0	0	0
	Итого факт	1210	12	223	22	996	1025	160	1017	811	596	210724	123772	26897	18167

Главной причиной нарушения связи в звене АМК-ЦСД в большинстве случаев оказывается неудовлетворительное качество канала связи: неустойчивая сотовая связь, либо плохая КВ-связь, а также отказы подсистемы связи на стороне АМК. Наиболее часто выходят из строя модемы, роутеры, усилители EtherWan.

По мнению специалистов УГМС выход из строя связного оборудования в основном обусловлен близкими разрядами атмосферного электричества.

1.4. С увеличением периода эксплуатации нового оборудования учащаются и случаи выхода из строя контроллеров, датчиков и комплектующих АМК и АМС. В табл. 2 представлены сведения о вышедших из строя АМК, АМС в целом и по отдельным датчикам.

Значительно чаще остальных СИ из строя выходят датчики температуры подстилающей поверхности «Тесей» ТСПТ 300. Это происходит вследствие разрушения защитной оболочки (штатная термоусадка не выдерживает перепадов температуры и трескается) в месте крепления чувствительного элемента, которое приводит к нарушению герметичности контактов.

Еще одной причиной поломки ТСПТ 300 является неаккуратность персонала станций при уходе за оголённым участком, которая приводит к перерубанию или повреждению (нарушению изоляции) кабеля.

За 2014 г. в среднем по УГМС вышло из строя 12 % ТСПТ 300 от общего количества этих датчиков, при этом больше всего таких случаев в процентном отношении в Сахалинском, Мурманском, Уральском, Северо-Западном, Башкирском и Центрально-Черноземном УГМС. С целью обеспечения сохранности датчика рекомендуется усилить защиту контактов датчика термоусадочной трубкой.

Результаты параллельных наблюдений за количеством жидких атмосферных осадков выявили существенные расхождения в показаниях автоматического датчика жидких осадков (ДЖО) и осадкомера О-1.

Таблица 2

**Сведения о вышедших из строя АМК и АМС и отдельных датчиках АМК
(на конец 2014 г.)**

№	Название УГМС	АМК в целом	Отдельные датчики				АМС в целом
			температуры и влажности воздуха	температура поверхности почвы	давления	ветра	
1	Башкирское	2	0	7	8	2	1
2	Верхне-Волжское	4	0	4	1	1	1
3	Дальневосточное	3	0	4	7	6	9
4	Забайкальское	3	0	0	0	1	0
5	Западно-Сибирское	6	2	14	9	2	2
6	Иркутское	0	3	6	6	0	0
7	Камчатское	5	0	0	0	3	0
8	Колымское	0	0	2	0	0	0
9	Мурманское	0	6	8	4	4	1
10	Обь-Иртышское	1	1	6	3	1	0
11	Приволжское	2	2	7	6	2	0
12	Приморское	3	0	1	2	0	0
13	Сахалинское	0	1	27	2	0	0
14	Северное	1	1	3	0	1	0
15	Северо-Западное	0	4	18	0	0	1
16	Северо-Кавказское	0	1	3	6	2	1
17	Среднесибирское	4	1	3	2	1	0
18	Республики Татарстан	0	0	1	0	0	0
19	Уральское	0	2	19	6	5	0
20	Центральное	0	0	4	0	0	0
21	Центрально-Черноземное	2	1	11	5	2	0
22	Чукотское	4	0	1	0	0	0
23	Якутское	1	0	2	4	0	0
	И т о г о	41	25	151	71	33	16

Сумма осадков за месяц, измеренная ДЖО, оказывается систематически на 10 % ниже суммы осадков, измеренной по осадкомеру О-1

При наблюдениях по ДЖО не фиксируются случаи с дождями менее 0,3 мм, а при сильных ливневых осадках датчик «захлёбывается», т. е. не успевает срабатывать.

Кроме того, в связи с ненадежностью крепления прибора, при сильном ветре или от других причин, вызывающих вибрацию, происходит ложное срабатывание датчика при отсутствии осадков. Таким образом, данные об осадках, полученные с помощью ДЖО (QMR 370) не могут считаться достоверными. В настоящее время многие УГМС законсервировали ДЖО на неопределенный срок.

Нестабильно работают СИ АМК в период обледенения, в результате отложения гололеда и налипания мокрого снега временно выходят из строя датчики ветра, а датчик температуры и влажности воздуха передает недостоверные данные.

Наиболее частыми причинами выхода из строя оборудования, являются грозовые явления в районе станции и сбои, скачки напряжения электрической сети. При низких температурах воздуха около минус 40 °С зависает контроллер, нарушается связь АРМ-логгер.

На основании данных, представленных УГМС, о выходе из строя АМК, АМС и их комплектующих в ГГО был проведен расчет ежегодной нормативной потребности каждого УГМС в ЗИПах (табл. 3) для обеспечения бесперебойного функционирования автоматизированных средств измерений.

1.5. В 2014 году имели место неполные измерения ААК, также временное прекращение измерений. На большинстве станций неполные измерения производились из-за прекращения функционирования следящей системы (трекера). В таких условиях 3 из 6 видов радиации измеряются неправильно и бракуются.

Таблица 3

**Расчетная нормативная ежегодная потребность комплектующих
АМК, АМС для обеспечения функционирования автоматизированной
метеорологической сети**

№	УГМС	контроллер АМК, АМС	датчики АМК			
			температуры и влажности воздуха	температура поверхности почвы	давления	ветра
1	Башкирское	1	1	4	2	1
2	Верхне-Волжское	2	2	8	5	2
3	Дальневосточное	3	3	12	7	3
4	Забайкальское	3	4	12	7	4
5	Западно-Сибирское	4	5	17	10	5
6	Иркутское	2	2	8	5	2
7	Камчатское	1	1	4	2	1
8	Колымское	1	1	4	2	1
9	Мурманское	1	1	4	2	1
10	Обь-Иртышское	3	3	10	6	3
11	Приволжское	2	3	9	5	3
12	Приморское	2	2	6	3	2
13	Сахалинское	1	1	5	3	1
14	Северное	4	4	15	8	4
15	Северо-Западное	2	3	10	6	3
16	Северо-Кавказское	5	6	21	12	6
17	Среднесибирское	4	4	16	9	4
18	Республики Татарстан	1	1	2	1	1
19	Уральское	3	4	13	7	4
20	Центральное	4	4	13	7	4
21	Центрально- Черноземное	1	2	6	4	2
22	Чукотское	1	1	3	2	1
23	Якутское	2	3	9	5	3
	ИТОГО	54	61	213	122	61

Причиной является недостаточная морозоустойчивость трекера, который прекращает функционирование при температуре воздуха

ниже минус 40 °С. С повышением температуры работа трекера возобновляется. Это происходило почти на всех станциях.

В целях исправления ситуации Поставщик (ЗАО «ЛАНИТ») организовал на фирме Kirr&Zonen изготовление дополнительных приспособлений к трекеру, которые фирма разработала в 2013 году. Пять опытных образцов таких приспособлений вмонтированы летом 2014 г. в трекеры на станциях Якутск, Верхоянск, Оймякон (Якутского УГМС), Омск (Обь-Иртышского УГМС), Верхнее Дуброво (Уральского УГМС). Однако по сообщениям с сети морозостойчивость этих трекеров повысилась недостаточно: на трёх станциях Якутского УГМС переоснащённые трекеры прекратили функционирование в декабре 2014 года при температуре воздуха ниже минус 50 °С.

Кроме того, на всех станциях часто имеют место пропуски в данных, поступающих из контроллера. Причины не выявлены, однако предполагается, что это свойство данного типа контроллера, включённого в состав ААК. На сеть даны рекомендации по восстановлению пропусков.

На станции Верхнее Дуброво в июле 2014 года произошла поломка механической части датчика положения зенитной оси трекера ААК. Необходимо отметить, что ранее случавшиеся неисправности в трекере устранялись не месте специалистами УГМС. Однако в данном случае требуется замена сложного узла, который фирма может поставить по цене 1500 долларов США. Такую сумму УГМС в настоящее время выделить не может, и ААК работает по неполной программе.

На станции Подмосковная Центрального УГМС в июне 2014 во время грозы повреждён контроллер ААК, из-за чего измерения прекратились полностью. Куплен новый контроллер, который настраивается для работы в комплексе.

На станции Огурцово Западно-Сибирского УГМС по не установленной причине в декабре 2014 года, в отличие от предыдущей зимы, трекер переставал работать уже при температуре минус 13 °С.

2. Метрологическое обеспечение АМК, АМС, ААК

В связи с вводом новых рекомендаций ГГО "МИ 3417-2013" ГСИ "Межповерочные интервалы для СИ метеорологического назначения", в 2014 году количество АМК и АМС, находящихся в эксплуатации с истекшим сроком поверки, сократилась на 30 % (рис. 1). Однако следует учитывать, что межповерочный интервал в 2 года, будет являться легитимным, только в случае оформления на функционирующие АМК/АМС нового свидетельства об утверждении типа.

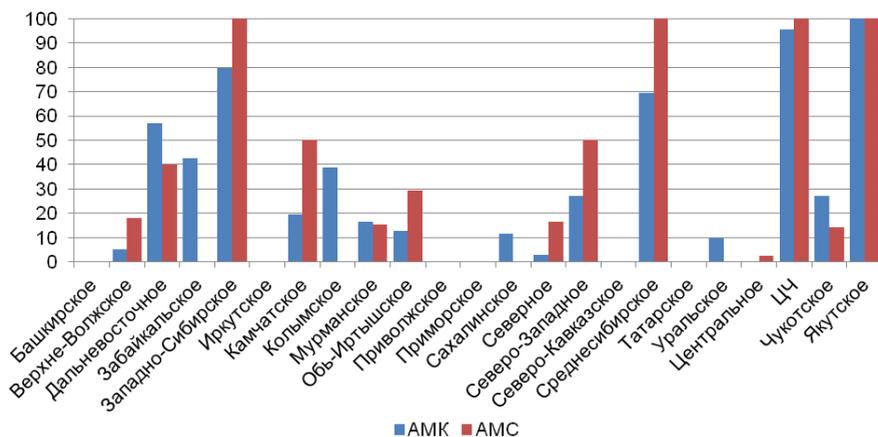


Рис. 1. АМК и АМС с истекшим сроком поверки (в % от установленных).

В эксплуатации находятся 447 АМК (35 % от установленных) и 68 АМС (24 % от установленных), для которых межповерочный интервал не соблюден. Больше всего проблем с поверкой АМК и АМС отмечается в Западно-Сибирском, Среднесибирском, Центрально-Черноземном и Якутском УГМС.

В Башкирском, Приволжском, Приморском, Северо-Кавказском, Центральном и УГМС Республики Татарстан межповерочные интервалы на всех АМК и АМС соблюдаются.

С целью обеспечения достоверности результатов измерений АМК в дополнение к мероприятиям по поверке СИ УГМС следует осуществлять регулярный ежедневный контроль работоспособности АМК в соответствии с Р 52.04.818–2014.

Вопрос с метрологическим обеспечением ААК в полном объёме не решен. Если датчики и контроллер сертифицированы в Ростехрегулировании и имеют утверждённые методики поверки, то не сертифицирован ААК как комплекс в целом. Заявки ГГО на выполнение этой работы в предыдущие годы не принимались.

В настоящее время поверка датчиков ААК возможна только в ГГО, где имеется лабораторная поверочная установка фирмы Kipp&Zonen. Поверка пиргеометра CG4 также возможна только в ГГО. Поверка ультрафиолетметра UV-S-AB-T в ГГО находится на стадии освоения (с помощью фирмы Kipp&Zonen).

В то же время утверждённые методики поверки пиргелиометра СНР-1 и пиранометров СНР-6 и СМР-21 пригодны для использования и в условиях УГМС, но только по прямой солнечной радиации в летний период. Учитывая истечение сроков поверки этих датчиков, в УГМС с целью оказания методической помощи в дополнение к утверждённым методикам поверки направлены подробные рекомендации с конкретными примерами.

В летний период 2014 г. выполнена поверка пиргелиометров и пиранометров ААК, работающих на станциях: Якутск, Оймякон, Верхоянск, Верхнее Дуброво, Садгород, Хабаровск, Александровское. Для остальных ААК поверку этих датчиков планируется провести в 2015 г.

Поступившие в ГГО результаты поверок показали снижение величины K по сравнению с указанным в паспорте, однако в большинстве случаев изменения оказались в пределах допустимых значений.

3. Программное обеспечение АМК, АМС, ААК

Последние версии программного обеспечения (ПО) для логгера (84.1.5.2.1 от 09.04.2013) и для АРМ АМК (1.5.2.1 от 09.04.2013)

установлены примерно на 89 % АМК (в 16 УГМС — более чем на 90 % АМК), ПО АМС (7.8 от 09.04.2013) — на 85 % установленных АМС (табл. 1).

Как показывает опыт установки программного обеспечения АМК и АМС, для обновления версий ПО на всех НП УГМС требуется около 2-х лет, понятно, что за такой длительный период «новая» версия уже становится не актуальной. С целью повышения качества работы автоматизированной наблюдательной сети УГМС необходимо наладить контроль за своевременным обновлением версий ПО.

В Башкирском, Верхне-Волжском, Мурманском, Приволжском, Приморском, Северо-Западном, Уральском, Центральном, Центрально-Черноземом УГМС и УГМС Республики Татарстан последняя версия ПО Логгера и АРМ АМК установлены на более, чем 95 % станций. Основные проблемы с обновлением ПО АМК присутствуют в Иркутском, Среднесибирском и Якутском УГМС.

Последняя версия ПО АМС (7.8 от 09.04.2013) в 10 УГМС (Башкирском, Мурманском, Приволжское, Приморское, Северо-Западное, Среднесибирское, Уральское, Центральное, Якутское и Республики Татарстан) установлена на всех АМС.

По состоянию на декабрь 2014 года на метеорологической сети установлены последние версии программного модуля (ПМ) кодирования WAREP (от 25.04.2013) на 87 % НП. Указанная версия установлена в 100 % НП в 7 УГМС: Башкирском, Мурманском, Приволжском, Сахалинском Уральском, Центральном УГМС и УГМС Республики Татарстан.

При каждой переустановке ПО АРМ АМК следует обязательно обновлять версию программного модуля WAREP (от 25.04.2013), т. к. в АРМ АМК включена старая версия WAREP.

Сообщения в коде WAREP в адрес УГМС поступают от 20 УГМС, из них 100-процентную передачу осуществляют: Мурманское, Приволжское, Сахалинское, Уральское УГМС и УГМС Республики Татарстан.

В адрес ГМЦ РФ поступают сообщения в коде WAREP от 14 УГМС, из них 100-процентную передачу сообщений осуществляют 5 УГМС: Мурманское, Приволжское, Уральское,

Центральное УГМС и УГМС Республики Татарстан. Не передают сообщения в коде WAREP — 9 УГМС.

Таким образом, сообщения в коде WAREP поступают в адрес УГМС с 988 а в адрес ГМЦ РФ с 651 НП, что составляет соответственно 76 и 69 % от общего количества НП.

В 2014 году ГГО разработан и апробирован в прогностических подразделениях УГМС программный комплекс (ПК) декодирования, архивации и визуализации сообщений в коде WAREP, поступающих от НП УГМС. В связи с разработкой и внедрением в УГМС необходимых программных средств по кодированию и декодированию сообщений в коде WAREP необходимость дублирования штормовых сообщений открытым текстом отпадает.

Работы с ПО ААК, проведённые в 2014 г., включают следующее: ввод новой версии ПО, согласование ААК с АМК, «чистку» базы данных ААК. В 2014 г. обновлено ПО ААК на всех 18 станциях.

В случаях затруднений на местах, что имело место в большинстве УГМС, 3-я версия ПО обновлялась специалистами ГГО удалённым доступом.

Интеграция ПО ААК с АМК стало важным усовершенствованием, обеспечивающим дополнение материалов наблюдений ААК дополнительными сведениями об условиях измерений: температуре воздуха и почвы, атмосферном давлении, влажности воздуха, скорости ветра. В материалах наблюдений штатными установками актинометрическими регистрирующими (УАР) такая информация отсутствует, однако она необходима как при контроле поступающей информации ААК, так и при обобщениях данных измерений.

Ввиду того, что база данных (БД) ААК предназначена для временного хранения информации, по мере накопления данных происходит её переполнение и требуется очистка. Рекомендации по чистке БД направлены в УГМС, однако многие УГМС не могли справиться с этой работой, поэтому чистка БД выполнялась ГГО удалённым доступом.

4. Сбор информации АМК, АМС, ААК

АМК и АМС передают метеорологическую информацию в оперативном режиме в адрес УГМС (ЦГМС) для использования в работе прогностических подразделений Росгидромета. Материалы наблюдений ААК обрабатываются в НП УГМС и передаются в ГГО.

Количество АМК, передающих информацию, на конец 2014 года по сравнению с началом года увеличилось на 4 % и составляет 79 % от числа установленных АМК. Количество работоспособных АМС за год изменилось незначительно и составляет около 60 % от установленных АМС (рис. 2—3).

Основными причинами непоступления оперативных сообщений от АМК и АМС являются проблемы со связью (около 40 % пропусков информации) и энергообеспечением (более 20 % пропусков информации) (рис.4). Среди иных причин УГМС отмечают технические причины: выход из строя ПК, повреждение кабеля, старая версия ПО, временный выход из строя оборудования из-за низких температур, акты вандализма и др.

Наибольшее число случаев перебоев в канале связи АМК приходится на Забайкальское, Уральское и Якутское УГМС.

В Забайкальском УГМС имело место наибольшее число отказов АМК, также в данном УГМС чаще всего наблюдались нарушения в электропитании. Одной из причин неподачи информации АМК отсутствие гарантированного источника питания (Дальневосточное, Забайкальское, Среднесибирское УГМС).

Главной причиной нарушения связи в звене АМК-ЦСД в большинстве случаев оказывается неудовлетворительное качество канала связи: неустойчивая сотовая связь, либо плохая КВ-связь, а также отказы подсистемы связи на стороне АМК.

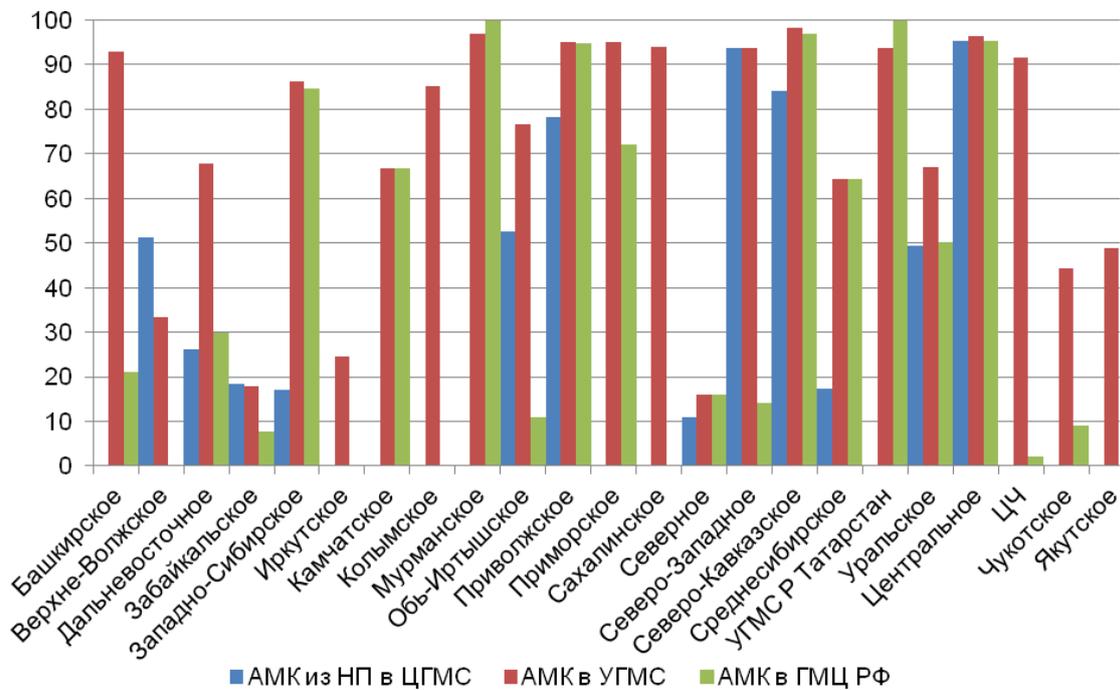


Рис. 2. Поступление сообщений КН-01 от АМК.

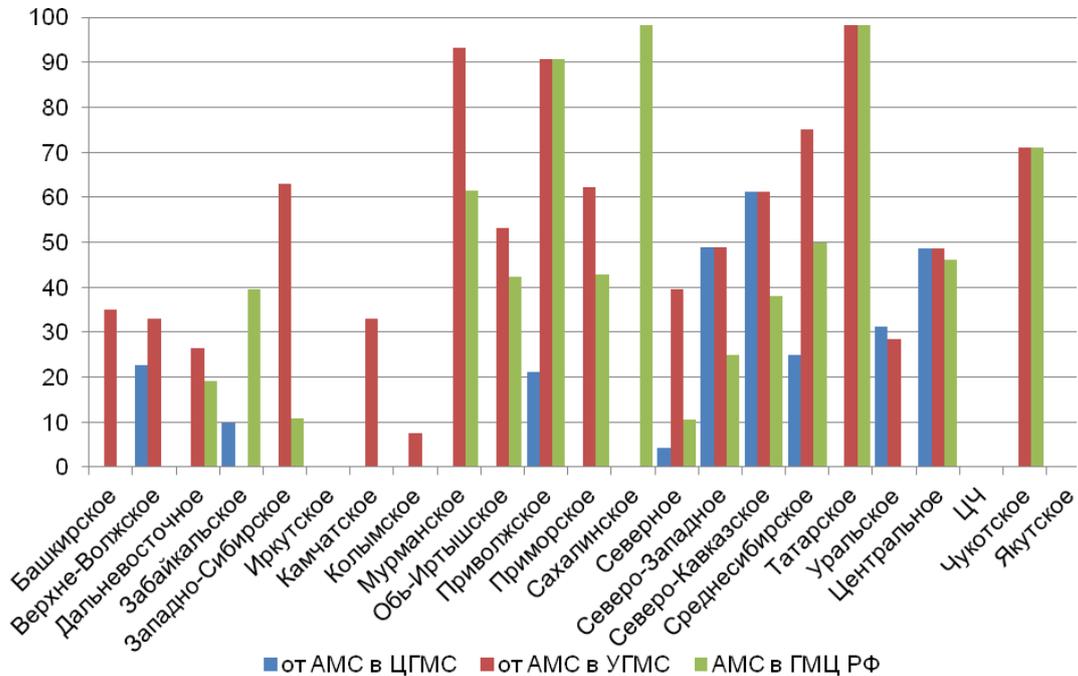


Рис. 3. Поступление сообщений КН-01 от АМС.

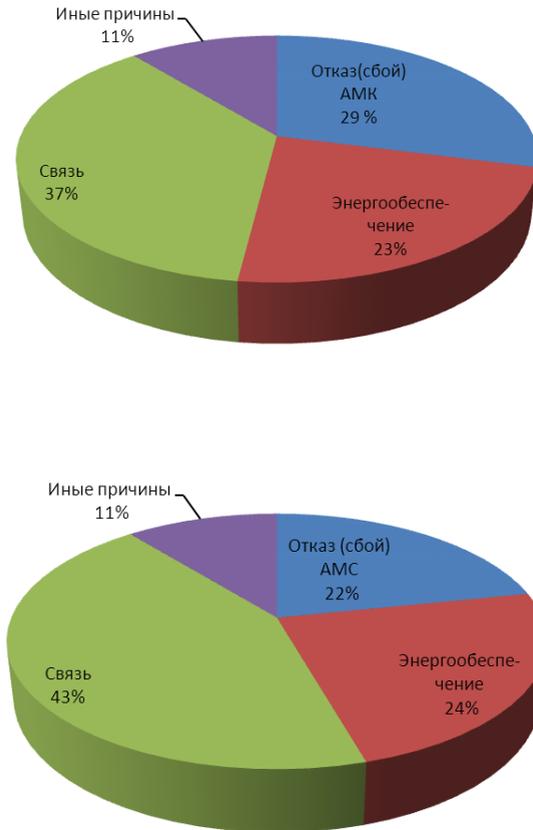


Рис. 4. Причины непоступления сообщений КН-01 от АМК и АМС.

По состоянию на конец 2014 года данные всех ААК поступили по 3-й квартал 2014 г. включительно, что соответствует установленным срокам. Необходимо отметить, что ряд УГМС выполняют эту работу с опережением установленных сроков. В частности, по ноябрь 2014 г. прислали материалы наблюдений ААК станций Якутск, Верхоянск, Оймякон, Магадан, Сад-Город, Иркутск, Александровское, Огурцово.

5. Параллельные синхронные наблюдения

В течение 2014 года продолжался анализ результатов параллельных наблюдений по основным метеорологическим величинам: температура и влажность воздуха, скорость ветра, температура подстилающей поверхности и количество жидких осадков, полученным по датчикам АМК и традиционным СИ. В ГГО поступили материалы из 23 УГМС по 665 НП. В 2014 году в адрес ГГО поступили опоздавшие материалы из Башкирского и Якутского УГМС. Присланные данные проконтролированы и помещены в архив. В результате в архив принято и включено 367 станций с проконтролированной годовой и более серией наблюдений (рис. 5). Как видно из рисунка, станции расположены по территории РФ крайне неравномерно, что осложняет проведение анализа результатов параллельных наблюдений.



Рис. 5. Распределение НП с годовой и более серией параллельных наблюдений.

Предварительные результаты анализа расхождений в показаниях датчика АМК и традиционных СИ (рис. 6) показывают хорошую сопоставимость данных на уровне средних месячных значений

температуры воздуха. Коэффициент корреляции данных составляет 0,99. Среднее месячное значение невязки — около минус 0,06 °С, а значение среднего квадратического отклонения ($\bar{\sigma}$) средних месячных значений температуры воздуха составило $\pm 0,5$ °С.

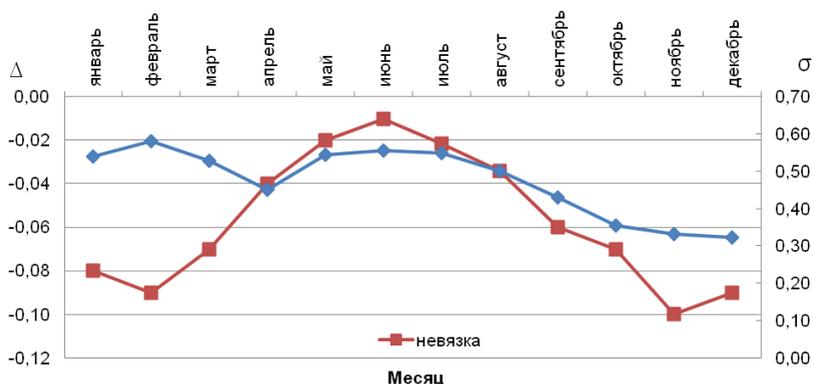


Рис. 6. Годовой ход среднего квадратического отклонения (синяя линия) и расхождений (розовая линия) средних месячных значений температуры воздуха по АМК и традиционным СИ (результаты осреднения по 300 НП).

Совместно с УГМС выполняется анализ материалов параллельных синхронных наблюдений ААК со штатными установками актинометрическими регистрирующими (УАР). Расхождения между данными ААК и табельными СИ в основном лежат в пределах погрешностей измерений табельных приборов, что говорит об отсутствии необходимости вводить коэффициенты увязки автоматизированных и исторических и рядов актинометрических наблюдений. Примеры в графической форме приведены ниже (рис. 7—9).

На большинстве станций параллельные наблюдения завершены, и они перешли на ААК как на основные средства измерений: Подмосковная, Якутск, Оймякон, Самара, Иркутск, Омск, Чита, Петропавловск-Камчатский и др.

На шести станциях, не имеющих УАР, параллельные синхронные наблюдения не проводились.

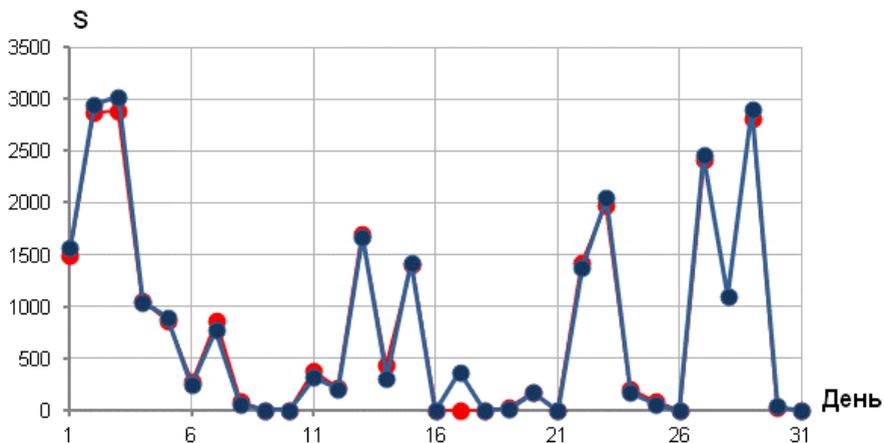


Рис.7. Значения суточных сумм прямой солнечной радиации по данным УАР (синие точки) и ААК (красные точки). Омск, сентябрь 2014.

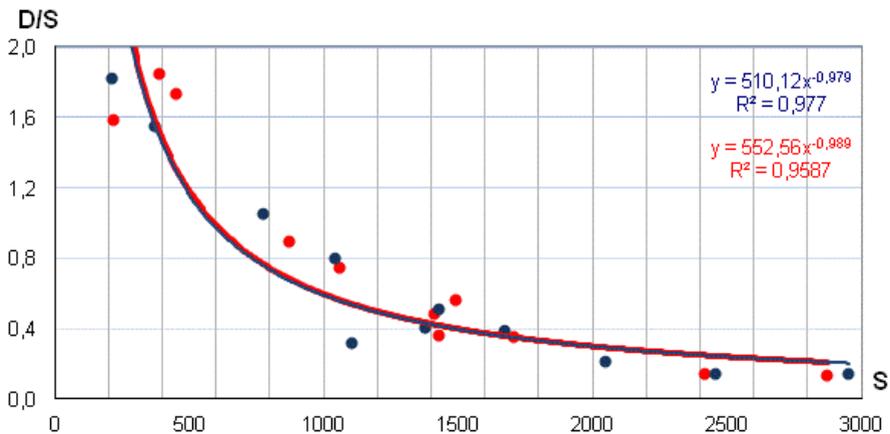


Рис. 8. Связь между суточными суммами рассеянной радиации и прямой солнечной по данным УАР (синие точки) и ААК (красные точки). Омск, сентябрь 2014.

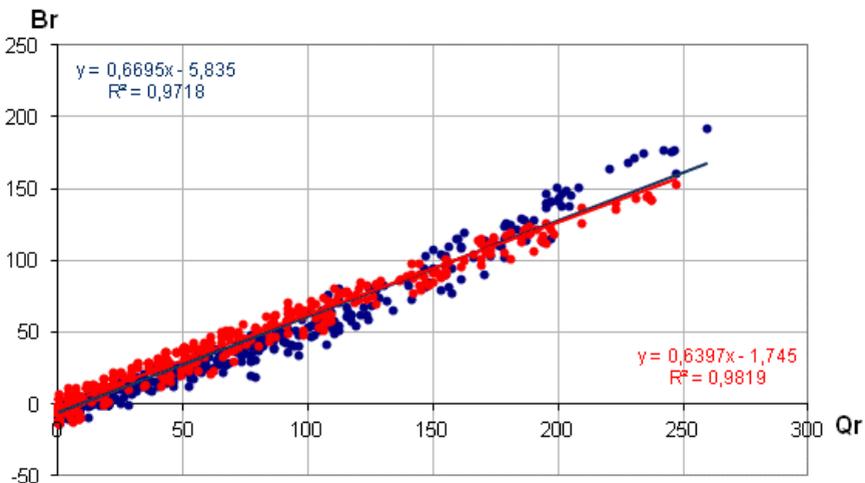


Рис. 9. Связь между часовыми суммами радиационного баланса и суммарной радиации по данным УАР (синие точки) и ААК (красные точки). Омск, сентябрь 2014.

После ввода 3-й версии ПО ААК в конце 2013 года, обеспечивающей автоматизированное определение часовых сумм продолжительности солнечного сияния (ПСС) на основании значений прямой солнечной радиации, измеренных ААК, в ГГО начато проведение сравнительного анализа с данными штатного гелиографа ГУ-1.

Полученные предварительные результаты анализа не позволяют сделать вывод о возможности отмены в скором времени наблюдений по гелиографу ГУ-1 на станциях, имеющих ААК. При ясном небе (рис. 10) сравниваемые данные различаются незначительно, но в условиях переменной облачности (рис. 11) большинство значений часовых сумм ПСС, полученных по данным ААК, ниже, чем по гелиографу.

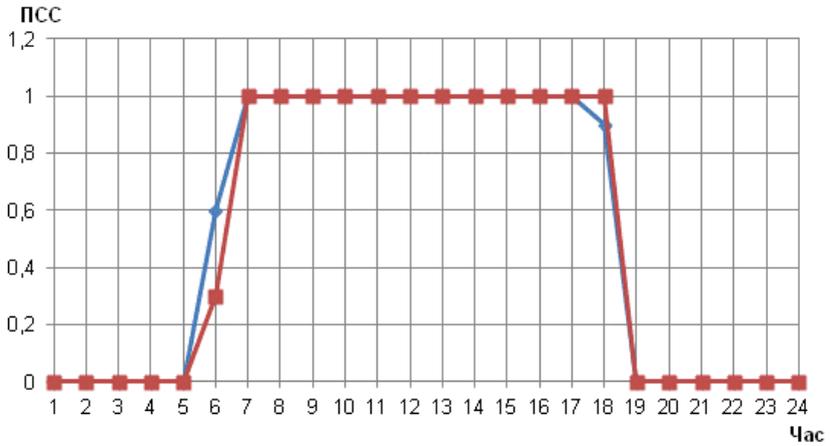


Рис. 10. Часовые суммы ПСС по данным ГУ-1 (синяя кривая) и ААК (красная кривая) при ясном небе. Сад-Город, 1 июня 2014.

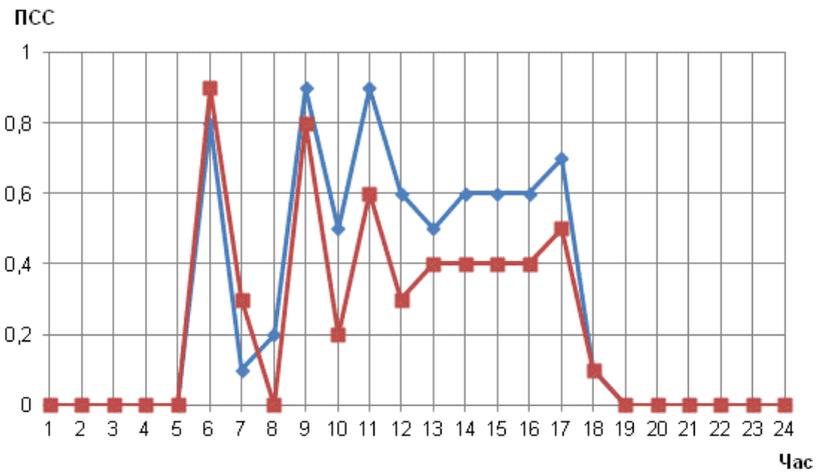


Рис. 11. Часовые суммы ПСС по данным ГУ-1 (синяя кривая) и ААК (красная кривая) при переменной облачности. Сад-Город, 16 июня 2014.

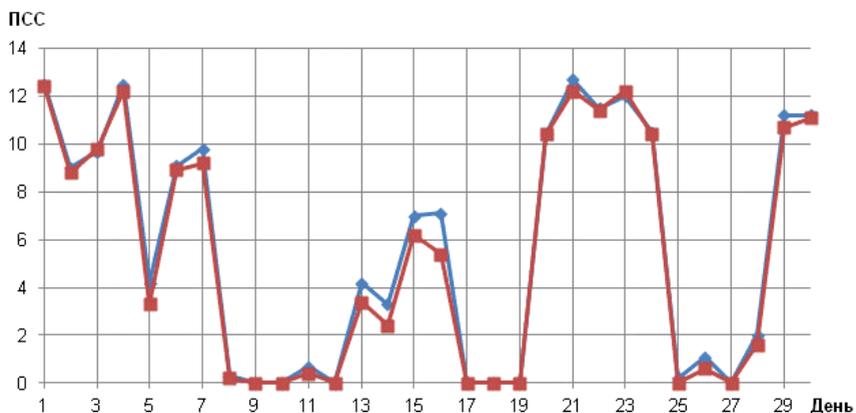


Рис. 12. Суточные суммы PSS по данным ГУ-1 (синяя кривая) и ААК (красная кривая). Сад-Город, июнь 2014.

Значения суточных сумм PSS по данным ААК ниже, чем по гелиографу (рис. 12) за большинство дней, что является прямым следствием расхождений в часовых суммах.

С одной стороны, согласно руководству ВМО, признаком наличия солнечного сияния должно являться наличие значений прямой солнечной радиации выше 120 Вт/м^2 , что программой ААК выполняется, и в этом аспекте данные по ААК следует признать более правильными. С другой стороны, гелиографы используются на массовой метеорологической сети, по ним накоплены продолжительные ряды данных наблюдений.

Наиболее вероятной причиной расхождений может быть фокусирование на ленте гелиографа излучения не только от солнечного диска, но и отражённого от облаков всего небосвода. Для заключения о возможности отмены на этих станциях наблюдений по ГУ-1 требуется найти уверенные коэффициенты увязки, что может стать возможным на базе анализа рядов наблюдений не менее чем за 3 года, поэтому исследования связей между данными PSS, получаемыми ААК и по ГУ-1 целесообразно продолжить.

Выводы

В соответствии с Р 52.04.818-2014 в качестве основных СИ на государственной наблюдательной сети используются показания датчиков, входящих в состав АМК.

Результаты мониторинга состояния и работоспособности установленных в рамках Проекта Росгидромет-1 АМК, АМС, ААК за 2014 г. позволяют сделать следующие выводы:

— количество АМК, передающих информацию, на конец 2014 года по сравнению с началом года увеличилось на 4% и составляет 79 % от числа установленных АМК. Количество работоспособных АМС за год изменилось незначительно и составляет около 60 % от установленных АМС;

— с увеличением периода эксплуатации нового оборудования учащаются и случаи выхода из строя контроллеров, датчиков и комплектующих АМК и АМС. С целью обеспечения бесперебойного функционирования автоматизированной метеорологической сети требуется организация плановой закупки необходимого оборудования АМК/АМС и их комплектующих. Для обоснования и представления в Росгидромет закупок ГГО рассчитала ежегодную нормативную потребность каждого УГМС в ЗИПах;

— количество АМК и АМС, находящихся в эксплуатации, с истекшим сроком поверки сократилась на 30% по сравнению с 2013 г. С не соблюденным межповерочным интервалом в эксплуатации находятся 35% АМК и 24% АМС;

— основными причинами непоступления оперативных сообщений от АМК и АМС являются проблемы со связью (около 40 % пропусков информации) и энергообеспечением (более 20 % пропусков информации);

— имеют место существенные различия в полноте и регулярности поступления информации АМК, АМС в разных УГМС;

— информация ААК поступала не в полном объеме по техническим причинам. Требуется продолжение мониторинга работы трекеров с опытными образцами приспособлений, повышающих морозостойкость;

— специалисты УГМС и станций хорошо справляются с обработкой и передачей в ГГО данных измерений ААК. С целью получения окончательного заключения о сходимости данных необходимо продолжить анализ результатов параллельных наблюдений со штатными СИ актинометрического назначения.

Рекомендации

1. С целью обеспечения бесперебойного функционирования автоматизированной метеорологической сети ГГО требуется представить в Росгидромет расчетную ежегодную нормативную потребность каждого УГМС в СИПах.

2. Росгидромету предусмотреть в рамках подготовки Проекта Росгидромет-2 поставку энергообеспечивающего и связанного оборудования на станции, расположенные в районах с неразвитой инфраструктурой.

3. УГМС при осуществлении самостоятельной закупки выходящих из строя первичных измерительных преобразователей АМК/АМС необходимо соблюдать комплектность СИ, указанную в свидетельстве об утверждении типа АМК/АМС (МКС).

4. С целью обеспечения достоверности результатов измерений АМК в дополнение к мероприятиям по поверке СИ УГМС следует осуществлять регулярный ежедневный контроль работоспособности АМК в соответствии с Р 52.04.818–2014.

5. С целью повышения качества работы автоматизированной наблюдательной сети УГМС необходимо наладить контроль за своевременным обновлением версий ПО.

6. В связи с разработкой и внедрением в УГМС необходимых программных средств по кодированию и декодированию сообщений в коде WAREP необходимость дублирования штормовых сообщений открытым текстом отпадает.

7. УГМС необходимо проводить поверку пиргелиометров и пиранометров ААК на местах, а пиргеометры рекомендуется привозить для поверки в ГГО.

**ПУТИ И ПРОБЛЕМЫ
КЛИМАТИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ
ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ**

В. И. Кондратюк, Т. П. Светлова, К. М. Иванова

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

Поступила в редакцию 14.01.2015
Поступила после доработки 2.04.2015

Проведение объективных научных исследований в области климата, в т. ч. климатического районирования территорий различной пространственной протяженности, осуществляется с XVIII в., а их результаты неоднократно обсуждались в литературе и использовались для решения практических задач.

Так, в основу классификации климатов М. И. Будыко и А. А. Григорьева положено соотношение тепла и влаги, определяемое величиной отношения годового радиационного баланса подстилающей поверхности к количеству тепла, необходимому для испарения годовой суммы осадков. Этот показатель увлажнения, называемый радиационным индексом сухости, характеризует степень увлажнения местности. Для детализации климатического районирования привлекались дополнительные показатели, а именно, термические условия теплого периода и условия зимы (суровость, снежность) (Будыко, 1956).

С появлением компьютеров к задачам климатического районирования стали привлекаться и методы статистического анализа, а также различные процедуры автоматизированных методов классификации. В XX в. появилось значительное количество работ, посвященных объективизации проведения границ в задачах прикладной классификации климатов.

Так, в работе В. М. Мирвис (1975) особое внимание было уделено вопросам точности классификаций, в частности, оценке их оптимальности, при этом автором работы была произведена проверка точности методики известной агрометеорологической классификации климатов ЕТС (Шашко, 1967).

В более поздней работе того же автора (Мирвис, 1996) рассматривались и особенности применения автоматизированных методов классификации в задачах климатического районирования. При этом отмечалось, что исследователи зачастую прибегают к обобщению информации в пределах территорий большой пространственной протяженности (экономического района, крупного региона или административной области), причем процедуры районирования таких территорий не всегда обосновываются строгими критериями их однородности. Кроме того, отсутствует или не точно определяется однородность процедур из-за их сложности при практическом применении выбранного метода классификации, а также не выполняется оценка качества получаемых результатов.

Подход к районированию полей метеорологических величин в целом ряде работ этого направления основан на статистических методах классификации отдельных метеорологических величин, которые, как известно, нельзя считать независимыми случайными величинами. По этой причине практически все применяемые автоматизированные методы классификации в известной мере ограничиваются возможностью использования для целей климатического районирования территорий известного «метода главных компонент» с целью получения оптимального набора независимых статистических составляющих рассматриваемого поля. Тем не менее, указанный аппарат получил очень широкое применение в задачах климатического районирования, поскольку именно главные компоненты обладают целым рядом экстремальных свойств среди других наборов независимых компонент.

Использовался он и в работе В.М. Мирвис (1975) в качестве наиболее эффективного средства аппроксимации набора случайных векторов, получивших наименование эмпирических ортогональных функций (ЭОФ), (Мещерская, Клюквин, 1968).

В работе (Покровский, Пятигорский, 1995) был разработан метод разбиения территории региона на совокупность односвязных и непесекающихся областей в соответствии со статистической структурой поля рассматриваемой метеорологической величины, также основанный на использовании ЭОФ и примененный для основных метеовеличин (температура и влажность воздуха, осадки, скорость ветра и облачность) в пределах нескольких УГМС Европейской территории России. В этой же работе указывалось на недостатки одноэлементного метода статистического анализа и было высказано предложение о целесообразности использования для задач климатического районирования многоэлементного анализа, поскольку влияние степени однородности и анизотропии метеорологических полей приводит к рассогласованию их структуры и увеличению количества выделенных однородных зон.

Как уже отмечалось, важной особенностью метеорологических данных, используемых при любом климатическом районировании территории, является их коррелируемость. Это обстоятельство осложняет и применение известного классического «метода главных компонент» для более объективного выделения локально-однородных частей метеорологического поля, т. е. статистически однородных зон, что зачастую не позволяет уверенно выявить климатические различия отдельных частей климатически многообразной территории России. По этой причине их расчетные границы оказываются не всегда однозначными.

Исследования подтвердили также, что информативно-однородные в метеорологическом отношении зоны, объективно выделяемые на основании массивов суточных данных метеорологических наблюдений, не являются однородными. Кроме того, подготовка массивов необходимых для этой цели данных чрезвычайно трудоемка и не всегда возможна из-за наличия пропусков в архивных данных.

В соответствии с упомянутой ранее классификацией климатов (Будыко, Григорьев, 1956), на территории России выделяется 10 типов основных климатических зон и около 30-ти типов внутризональных областей.

В основе этой и других известных классификаций климатического районирования территорий, сопоставимых по масштабам с территорией России, лежит пространственное изменение метеорологических условий в зависимости от режима инсоляции, циркуляции атмосферы и особенностей земной поверхности. Климатическое районирование представляет собой очень сложную задачу, которую можно решить только при условии учета всего комплекса природных условий. Однако, количественные изменения метеорологических величин, используемых для этой цели, только указывают в общем виде на изменения границ различных зон, выделяемых по разнообразным наборам характеристик природной среды: геофизическим, ландшафтным, режиму инсоляций или циркуляции атмосферы.

Кроме того, задача климатического районирования усложняется необходимостью не только выделить зоны и установить между ними генетические связи, но и учесть подчиненность более мелких климатических единиц более крупным.

В этом смысле климатические пояса — это единицы первого порядка, а климатические районы являются единицами четвертого порядка, и обуславливаются, помимо географической широты, высотой над уровнем моря, близостью морей и океанов, характером рельефа, наличием растительности и снежного покрова, в то время как климатические области относятся к единицам второго порядка и выделяются внутри климатических поясов, исходя из региональных особенностей климатообразующих процессов. Между тем, частота и пространственное размещение пунктов наблюдений, призванных обеспечивать адекватность информации о гидрометеорологических процессах и явлениях разных масштабов, недостаточны для удовлетворения запросов даже основных ее потребителей.

Учитывая изложенное, представляются перспективными и интересными дальнейшие исследования по выделению на территории России однородных, в отношении метеорологического режима, районов для определения, в частности, информативности существующей метеорологической сети и решения других вопросов климатического районирования различного пространственного масштаба.

Это тем более важно, поскольку климатические изменения, вызванные неоднородностями рельефа, нередко выражены сильнее, чем при переходе, даже из одной климатической зоны в другую. При этом продолжающееся сокращение числа пунктов наблюдений, в том числе в тех регионах России, где плотность сети всегда была далека от «оптимальной» (а нередко — от «минимально необходимой»), делает обеспечение основных потребителей климатической информацией вообще проблематичным.

Выделение климатических единиц четвертого порядка (климатических районов) на всей территории России, в отличие от макроклиматического районирования, выявляющего только самые общие особенности и закономерности пространственной дифференциации климатического режима, позволит установить закономерности территориального распределения комплексов метеорологических величин под влиянием географических факторов климата.

Из общих соображений ясно, что понятие «единичной» территории (климатический район), выделяемой при климатическом районировании, должно примерно соответствовать понятию «единичной» территории (район) физико-географического районирования (страна, область, провинция, район). С физической точки зрения очевидно также, что большинство метеорологических величин достаточно тесно между собой взаимосвязаны. Однако эти взаимосвязи носят, в известной мере, селективный характер и хорошо исследованы только между наборами основных метеорологических величин, таких как температура и влажность, осадки и ветер, облачность и осадки т. д. Между тем, при решении вопросов любого климатического районирования необходима именно комплексная оценка всех взаимосвязей, относящаяся к общей совокупности измеряемых величин.

Попытка осуществления такого многоэлементного статистического анализа большого числа многолетних метеорологических величин, представленных в известных Справочниках по климату СССР, была предпринята в работе (Кондратюк, Светлова, Далюк, 2003). В ней же представлен и перечень метеорологических величин и их характеристик, наиболее значимых с методической точки зрения для осуществления климатического районирования территории.

Проведенные авторами работы расчеты по данным Мурманского УГМС подтвердили наличие достаточно тесных межэлементных связей в комплексе метеорологических величин, обобщенных за многолетний период по всем функционировавшим станциям УГМС. Кроме того, результаты расчетов показали, что уже использование 5—6 факторов обеспечивает аппроксимацию межэлементных связей на уровне погрешности инструментальных измерений и визуальных наблюдений.

Таким образом, в указанной работе была впервые сделана и попытка осуществления анализа информативности набора величин, включаемых в программу наблюдений метеорологических станций, на основании достаточно представительной для этой цели статистической выборки. При этом, важными условиями проведения такого исследования были два обстоятельства: во-первых, в расчетах учитывались все возможные многообразные взаимосвязи использованных в расчетах величин, во-вторых, метеовеличины использовались при многомерном анализе в нормированном виде и поэтому априори были равнозначны.

Исследование позволило также определить и важнейшую для поставленной задачи группу метеовеличин, а именно, температурно-влажностную. Оказалось, что именно эта группа вносит более 50 % изменчивости от всей совокупной изменчивости основных наблюдаемых (измеряемых) на станции метеовеличин, в то время как индивидуальный вклад других метеовеличин (облачности, высоты снежного покрова, осадков, скорости ветра) составляет около 10 %.

При разработке методики выделения на территории каждого УГМС однородных в метеорологическом отношении районов учитывались исследования по агроклиматическому районированию территории СССР (Шашко, 1967), а также результаты, представленные в целом ряде работ по физико-географическому и климатическому районированию, рассмотренных ранее.

Анализ приведенных в этих источниках результатов показал, что их авторам при климатическом районировании не удалось соблюсти в полной мере принципы однородности метеорологического режима в выделяемых территориальных единицах. По этой причине для реше-

ния задачи климатического районирования территорий УГМС, помимо определения содержания понятия «однородный» метеорологический режим, важно было сформулировать и основные принципы выделения районов, имеющих такой режим, что при отсутствии необходимой для этой цели информации и разработанной методики представляло достаточно сложную прикладную задачу.

Таким образом, учитывая большую трудоемкость сбора и подготовки исходных данных для проведения многоэлементного статистического анализа, авторы были вынуждены при осуществлении климатического районирования территорий УГМС ограничиться использованием архива данных, содержащего главным образом характеристики, представленные в табл. 1, и иным, разработанным авторами, подходом к выделению климатических районов.

Таблица 1

Показатели тепло- и влагообеспеченности для выделения метеорологически однородных районов на территории Мурманского УГМС

№ района	Сумма температур выше 10 °С	Продолжительность безморозного периода, дни	Количество осадков (мм)	
			за год	за теплый период
1	300—500	100—105	300—600	280—300
2	500—700	90—100	300—400	190—240
3	700—900	60—80	350—640	200—340
4	<300	90—100	380—650	310—340
5	900—1000	80—100	340—570	220—270
6	1000—1200	90—100	360—500	200—310

С этой целью по каждому УГМС отбиралась по возможности единая (сквозная) информация, включающая главным образом выбран-

ные температурно-влажностные характеристики метеорологического режима и данные по количеству осадков за год и теплый период.

Используя данные физико-географического и ландшафтного районирования территории СССР (Физико-географическое районирование СССР, 1968) и климатические данные по конкретному УГМС, были выделены районы со сравнительно однородным в метеорологическом отношении режимом. Всего в результате расчетов на территории РФ было выделено более 400 таких районов.

На основании увязки ландшафтно-климатических условий с данными аналогичными представленным в табл. 1, в каждом УГМС, были выделены районы со сравнительно однородным в метеорологическом отношении режимом. Всего в результате расчетов на территории РФ было выделено более 400 таких районов.

Поскольку все характеристики, использованные при выделении сравнительно однородных в метеорологическом отношении районов на территории УГМС, не полностью исчерпывают причины, приводящие к тому или иному распределению исследуемых характеристик, расчетные границы выделенных районов оказывались не всегда однозначными. Наиболее сложным при этом оказался анализ границ районов при постепенной смене одного комплекса факторов другим, где они могли быть установлены лишь приближенно. В таких случаях наибольшее значение придавалось границам орографическим, т. е. границам физико-географических провинций.

Для наглядности на рис. 1 приведена «Схема климатического районирования территории Мурманского УГМС».

В случае рационального подбора критериев, по которым осуществлялось выделение однородного в отношении метеорологического режима района, удавалось более точно охарактеризовать выделенную единицу территории (климатический район) определенной общностью факторов формирования ее режима, несмотря на то, что признаки (критерии) климатического районирования территорий разных УГМС варьировали в достаточно широких пределах.



Рис. 1. Схема климатического районирования территории Мурманского УГМС.

Тем не менее, объективность реального существования однородных в отношении метеорологического режима районов бесспорна, что предполагает и необходимость признания объективности применения выбранного подхода и предложенной методики районирования территорий УГМС, поскольку использованный подход обеспечивает большую достоверность, чем при всех ранее применявшихся методах климатического районирования территории России.

Следует также отметить, что приведенные в работе В. И. Кондратюка, Т. П. Светловой, И. В. Далюк (2003) результаты достаточно хорошо согласуются с выполненным авторами районированием территорий УГМС, которое осуществлялось на основе принципа, отражающего главным образом физическую сторону процессов формирования климата и обеспечивающего учет действия климатообразующих процессов и географических факторов через физико-

географическую и ландшафтную классификацию. Кроме того, только такой подход в настоящее время доведен до практического применения в виде «Схем климатического районирования территорий УГМС» во всех 24 УГМС системы Росгидромета.

Следует иметь в виду, что результаты любого климатического районирования, в т. ч. и основанного на использовании обобщенных за многолетний период климатических данных, при обслуживании потребителей гидрометеорологической информацией в реальном режиме времени могут заметно отличаться от фактического распределения метеорологических условий по территории УГМС.

Происходящая в последние годы в системе Росгидромета так называемая «оптимизация бюджетных ассигнований» нередко приводит к фактическому сокращению пунктов и программ наблюдений. Разработанные и направленные в УГМС «Схемы климатического районирования» могут быть использованы специалистами УГМС для решения разного рода практических задач, включая задачу сохранения климатических станций. Они (схемы) позволят специалистам УГМС давать пользователям более обоснованные данные (расчетные характеристики, справки, рекомендации) о климатических условиях не только по районам, хорошо освещенным метеорологическими данными, но и по слабо освещенным районам.

Анализ результатов выполненного климатического районирования показал, что в целом функционирующая в настоящее время метеорологическая сеть наблюдений не позволяет достаточно полно и надежно освещать метеорологический режим любого участка территории России.

Известно, что метеорологическая сеть считается оптимальной по большинству наблюдаемых метеорологических величин, если расстояние между метеорологическими станциями составляет в среднем 50—70 км, т. е. индекс плотности (S тыс. км² на 1 пункт) пунктов наблюдений соответствует значению 2,5—4,5. Между тем, функционирующая в настоящее время метеорологическая сеть Росгидромета, в отличие от большинства развитых стран Европы и Азии (где индекс плотности колеблется от 1,0 до 4,5), имела на 1 января 2015 средний индекс плотности, равный 8,9 (с учетом установленных АМС). Ука-

занное обстоятельство в условиях территории России с крайней неравномерностью распределения станций по территории страны, а также весьма неоднородной подстилающей поверхностью делает современную климатическую сеть Росгидромета малоинформативной для целого ряда задач.

Выделение климатических районов в условиях редкой метеорологической сети, которая за последние 30 лет сократилась почти на 40 %, всегда опиралось главным образом на учет физико-географических особенностей, которые могут дать лишь качественную их характеристику. К сожалению, физико-географическая и ландшафтная классификация МГУ не выделяет территориальную единицу четвертого уровня и ограничивается третьим уровнем (страна, область, провинция). Физико-географический район в принципе должен представлять собой участок физико-географической провинции, в пределах которой ландшафтная структура определяется главным образом сочетанием форм рельефа. Площадь такого физико-географического района может варьировать от нескольких десятков до нескольких сотен и даже тысяч км², а их специфика зависит от сочетания форм и элементов рельефа.

При любом климатическом районировании выделение территориальных единиц (пояс, область, подобласть, район) и предполагает, в первую очередь, установление существенных климатических различий, а также увязку их с физико-географическими условиями.

Система метеорологических наблюдений Росгидромета на протяжении длительного периода времени строилась, исходя из концепции "оптимальности", предусматривающей достоверный учет не только основных метеорологических величин, но и изменчивости атмосферных процессов. Однако в постсоветский период в силу экономических причин, ее дальнейшее развитие стало невозможным.

Более того, вследствие сокращения объема бюджетных ассигнований, выделяемых Правительством РФ Росгидромету, в последнее десятилетие происходило и «ползучее» несанкционированное сокращение числа пунктов режимных (климатических) наблюдений, в т. ч. и в регионах, где плотность сети по той же причине и ранее была очень далека от «оптимальной».

Таким образом, уменьшение числа пунктов метеорологических наблюдений, обусловленное сокращением бюджетных ассигнований, явно противоречит результатам не только всех известных работ по рационализации метеорологической сети, но и результатам выполненного районирования, которое позволяет определить тот предел возможного сокращения пунктов наблюдений (климатических), за которым обеспечение основных потребителей гидрометеорологической информацией становится вообще проблематичным.

В связи с этим необходимо иметь не менее 2—3 пунктов с полным объемом наблюдений в каждой физико-географической провинции для освещения метеорологических условий в каждом климатическом районе, т. е. в целом на территории России должно быть не менее 1200 станций с климатическими наблюдениями.

Авторы выражают признательность Кураковской А.И. за участие в работе по подготовке «Схем климатического районирования территорий УГМС».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Будыко М. И. (1956). Тепловой баланс земной поверхности. — Л. Гидрометиздат. С. 255.

Кондратьев В. И., Светлова Т. П., Далуков И. В. (2003) О выделении информативнооднородных зон по климатическим данным. // Труды ГГО. Вып. 551. С. 51—57.

Межерская А. В., Клюквин Л. Н. (1968). О разложении полей аномалий средней месячной температуры по естественным ортогональным функциям. // Труды ГГО. Вып. 201. С. 14—51.

Мирвис В. М. (1975). К вопросу объективизации проведения границ в задачах прикладной классификации климатов. // Труды ГГО. Вып. 330. С. 156—169.

Мирвис В. М. (1996). Районирование в целях изучения климатических аномалий // Известия Академии наук СССР. Серия географическая. С. 45—60.

Покровский О. М., Пятигорский А. Г. (1995). Применение эмпирических ортогональных функций для районирования метеорологических полей // Метеорология и гидрология. № 6. С. 12—20.

Селянинов Г. Т. (1958). Принципы агрометеорологического районирования СССР/ В кн. Вопросы агроклиматического районирования СССР. — М.: Изд. МСХ СССР. С. 7—13.

Шашко Д. И. (1967). Агроклиматическое районирование СССР. — М.: «Колос». С. 335.

Физико-географическое районирование СССР. Характеристика региональных единиц (1968). / под редакцией Н. А. Гвоздецкого — М.: Изд. МГУ. 576 с.

**ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ
ИССЛЕДОВАНИЯ ВЛИЯНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ ЧАСТИЦ
СУБМИКРОННЫХ РАЗМЕРОВ НА ЭЛЕКТРИЧЕСКУЮ
ПРОВОДИМОСТЬ И НАПРЯЖЕННОСТЬ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО
ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ
(ОБЗОР)**

В. Н. Морозов

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

Поступила в редакцию 20.02.2015

1. Экспериментальные исследования

Многолетние измерения величин, характеризующих атмосферное электричество на станциях атмосферно-электрической сети показали существенное влияние аэрозольных частиц субмикронного диапазона (0,01—0,2)мкм на электрическую проводимость воздуха и напряженность электрического поля атмосферы. С физической точки зрения влияние аэрозольных частиц на электрическую проводимость обусловлено поглощением атмосферных ионов аэрозольными частицами, что приводит к уменьшению концентрации ионов. В свою очередь из закона Ома следует связь между вертикальной составляющей напряженности электрического поля и концентрацией аэрозольных частиц, которая является прямо пропорциональной и соответствует преобладанию процесса присоединения ионов к аэрозольным частицам над процессом рекомбинации ионов противоположных знаков. Эта связь была впервые получена в работе (Имянитов, Шифрин, 1962). В работе Е. В. Чубариной (1964) на основе результатов, полученных при самолетных зондированиях атмосферы, в которых одновременно с регистрацией напряженности

электрического поля измерялась концентрация ядер конденсации, проводилось сопоставление между распределением по высоте напряженности электрического поля и ядер конденсации в атмосфере. Отмечено было подобие хода кривых электрического поля и изменения концентрации ядер конденсации с высотой. Коэффициент корреляции между ними $\sim 90\%$. Теоретически рассчитанное отношение напряженности электрического поля к концентрации ядер конденсации совпадает с экспериментально определенным этим отношением. Это указывает на влияние концентрации ядер конденсации на электрическую проводимость атмосферы, приводящее к ее уменьшению. В рассмотренной статье также приведены оценки средних радиусов ядер конденсации, которые в основном лежат в интервале от 0,05 до 0,02—0,3 мкм. Результаты дальнейших исследований влияния аэрозольных частиц на распределения электрической проводимости и напряженности электрического поля в атмосфере рассматривались в монографии И. М. Имянитова и Е. В. Чубариной (1965).

В работе Л. А. Раменского и В. А. Дячука (1984) экспериментально исследовались вариации напряженности электрического поля в непосредственной близости от источника аэрозольных частиц: с помощью самолетов-лабораторий в зонах дымовых факелов и по данным наземных станций в подфакельных областях. Здесь существенную роль играли электрические заряды на частицах, причем присутствовали не только ядра конденсации, но и промышленный аэрозоль. Поэтому вариации напряженности электрического поля были обусловлены протеканием электрического тока атмосферы, но и кулоновским полем заряженного аэрозоля.

Аналогичные исследования вариаций электрического поля в условиях промышленного загрязнения проводились в г. Байкальске, где действовал целлюлозно-бумажный комбинат (Кречетов и др., 1982 а, б).

Исследования влияния аэрозольных частиц на электрические характеристики атмосферы с частности электрическую проводимость воздуха проводились в ГГО. Результаты этих исследований рассмотрены в работах (Шварц, 1980; Огуряева, Шварц, 1982; Шварц,

Огуряева,1987; Семенов и др.,1986). В основу анализа этой связи были положены экспериментальные данные, полученные на станциях атмосферно-электрической сети, расположенных в пунктах Воейково. Верхнее Дуброво, Душети, Иркутск, Одесса, Южно-Сахалинск, Борисполь, Ташкент. Так, за период 1965—1984 гг. происходило существенное уменьшение среднегодовых значений электрической проводимости воздуха, причем с одинаковым темпом по всем сезонам, кроме пункта Душети. Какого-либо устойчивого тренда в многолетнем ходе среднегодовых значений градиента потенциала не наблюдалось. Отмечалось, что уменьшение электрической проводимости воздуха происходило не только в пунктах измерений на территории СССР, но и за рубежом. Для ряда случаев в табл. 1 приведены данные, показывающие уменьшение электрической проводимости. Так, электрическая проводимость воздуха в Северной Атлантике уменьшилась, что объясняется воздействием загрязнений, поступающих с территории Северной Америки и Западной Европы. Уменьшение происходит в городах и их окрестностях Интересно отметить, что данные наблюдений в Северной Атлантике послужили основой для предположения о росте концентрации ядер Айткена в атмосферном воздухе в течение последнего столетия

Таблица 1

Зарубежные данные о суммарной электрической проводимости

Район наблюдений	Литературный источник	Период наблюдений (годы)	λ фСм/м
Северная Атлантика	Cobb,Wells (1970)	1910—1920	30
		1960—1970	20
Пуна (Индия)	Mani, Huddar (1975)	1935—1937	30
		1967—1968	20
Бет-Даган (вблизи Тель-Авива, Израэль)	Manes (1977)	1966	16
		1974	8
Боулдер (окрестности, США)	Cobb (1982)	1967	40
		1980	30

В тоже время остается неясным почему не происходят изменения напряженности электрического поля (градиента потенциала). Одной из причин этого, как предполагается в работе В. Н. Морозова с соавторами (2000) является увеличение столбцового сопротивления атмосферы, за счет уменьшения электрической проводимости, что приводит к уменьшению плотности электрического тока в месте расположения атмосферно-электрической станции. При этом, если количество аэрозольных частиц значительно, то градиент электрического поля (или напряженность) не меняется. Возможные причины тренда электрической проводимости воздуха в развитых в хозяйственном отношении районах рассмотрены в работе (Шварц, Огуряева, 1987). Проведенные в этой работе численные оценки показали, что причиной уменьшения этой величины является рост в атмосфере концентрации аэрозольных частиц с размерами 0,01—0,2 мкм. Частицы такого размера являются ядрами конденсации и изменение их концентрации выше определенного предела может влиять на климатические процессы. В ряде случаев отсутствие реакции электрического поля на присутствие аэрозольных частиц может быть объяснено неоднородностью распределения аэрозольных частиц в горизонтальных направлениях. Так, на станции в пос. Воейково прибор для регистрации электрической проводимости воздуха установлен на стене павильона атмосферного электричества, а прибор для измерения напряженности электрического поля на лужайке перед павильоном.

Также имеет место такой экспериментальный результат, как воздействие большого города на параметры атмосферного электричества в его окрестностях. Оно проявляется в зависимости значений электрической проводимости воздуха в пункте наблюдения, находящегося в окрестности города от направления ветра. Данные наблюдений в пос. Воейково, находящегося под Санкт-Петербургом (Ленинградом) приведены в работах (Семенов и др., 1986; Морозов и др., 2000). Как следует из этих работ, электрическая проводимость может уменьшаться 1,6 раза при западных направлениях ветра (ветер со стороны города). В работе К. А. Семенова с соавторами (1986) приводятся результаты, показывающие, что при так называемых

«нормальных метеоусловиях» уменьшение электрической проводимости сопровождается увеличением градиента потенциала или напряженности электрического поля. Обнаружены также корреляционные связи между этими величинами. При ветрах со стороны Ленинграда происходило значительное уменьшение электрической проводимости в Воейково. При юго-западном ветре концентрация отрицательных легких ионов доходила до 200 ионов на см³. В городах концентрация легких ионов может быть ниже этого значения, которая является нижним пределом санитарной нормы для замкнутых помещений. В ГГО была создана концепция развития сети наблюдений, которая включает измерения электрической проводимости воздуха, подверженной влиянию аэрозольных частиц в диапазоне 0,01—0,2 мкм. Выделяются четыре уровня контроля электрического состояния атмосферы (Морозов и др., 2000):

фоновый базовый (глобальный) — Антарктида, Арктика, горные районы, Атлантический, Индийский и Тихий океаны,

фоновый региональный — биосферные заповедники или комплексные фоновые станции,

импактный уровень — пункты наблюдений вблизи городов или крупных промышленных центров,

факельный уровень — пункты в городах, вблизи источников аэрозольных загрязнений.

В целом аэрозольные загрязнения носят региональный характер и зависят от индустриальной деятельности в рассматриваемом регионе. В работе А. И. Петрова и др.(1990) приведены результаты экспериментальных исследований на территории Ростова-на-Дону, показавшие существенное влияние индустриальных аэрозольных загрязнений на электрическую проводимость в приземном слое. Недостатком электрического метода, описанного выше, является невозможность определения концентрации аэрозольных частиц ниже некоторого предельного значения определяемого из условия:

$\alpha n_{\pm}^2 \ll \beta N n_{\pm}$ где α — коэффициент рекомбинации ионов, N — концентрация аэрозольных частиц, β — коэффициент присоединения легких ионов к аэрозольным частицам, n_{\pm} — концентрация легких

ионов. При выполнении обратного неравенства электрическая проводимость не будет чувствовать аэрозольные частицы и необходимо привлекать другие методы определения их концентрации. В заключение этого раздела отметим интересное направление, связанное с исследованием корреляционных связей аэрозольного ослабления оптического излучения с напряженностью электрического поля атмосферы (Пхалаков и др., 1999) и которое развивает идеи, высказанные в работе И. М. Имянитова и К. С. Шифрина (1962).

2. Теоретические исследования

Работы по теоретическим исследованиям влияния аэрозольных частиц субмикронных размеров на электрическую проводимость и напряженность электрического поля атмосферы как правило состоят из двух этапов:

1. Расчет коэффициентов присоединения легких ионов к аэрозольным частицам;

2. Расчет изменений электрической проводимости и напряженности электрического поля атмосферы на основе уравнений ионизационно-рекомбинационного равновесия.

Расчеты коэффициентов присоединения ионов к аэрозольным частицам проводились в работах Натансона (1960), Брикара (1969) Фука (1947,1964), Keefe et al (1968), Noppel (1977), Noppel, Frick (1986). Основная проблема, которая возникает при решении этой задачи, это соотношение между радиусом аэрозольных частиц и длиной свободного пробега ионов в атмосфере. Если радиус частицы больше длины свободного пробега, то используется диффузионное приближение. Примеры таких расчетов можно найти в работах Седовой, Черного (1986), Морозова (1984, 2010), Мучника, Фишмана (1982). Более полная теория, учитывающая сравнимость радиуса аэрозольной частицы и длины свободного пробега иона, рассмотрена в работах (Noppel, 1977, 1985; Fjeld, McFarland, 1986; Noppel, Frick, 1986). В последней работе приведены таблицы значений коэффициентов присоединения ионов к аэрозольным частицам, размеры которых лежат в диапазоне от 0,001 до 3.0 мкм.

Найденные значения коэффициентов присоединения позволяют рассмотреть задачу о влиянии аэрозольных частиц, которые являются источником поглощения ионов на электрическую проводимость на основе системы уравнений ионизационно-рекомбинационного равновесия, а напряженность электрического поля определяется на основе уравнения Пуассона.

Рассмотрим в качестве примера систему уравнений для одномерного стационарного случая

Влияние аэрозольных частиц на структуру электродного приземного слоя в стационарном, одномерном случае описывается следующей системой уравнений (Куповых и др., 1998; Морозов, Кудринская, 2003; Морозов, 2011):

$$-\frac{d}{dz}(D_T(z)\frac{dn_{1,2}}{dz}) + \frac{d}{dz}(b_{1,2}n_{1,2}E_z) = q(z) - \alpha n_1 n_2 - n_{1,2}\Phi_{1,2}$$

$$-\frac{d}{dz}(D_T(z)\frac{dN_0(z)}{dz}) = G_0(z)$$

$$-\frac{d}{dz}(D_T(z)\frac{dN_{1,2}^{(k)}(z)}{dz}) + \frac{d}{dz}I_{z,1,2}^{(k)} = G_{1,2}^{(k)}, \quad I_{z,1,2}^{(k)} = B_{1,2}^{(k)} \cdot N_{1,2}^{(k)} \cdot E_z$$

$$\frac{dE_z}{dz} = 4\pi\rho$$

$$\Phi_1 = \int \sum_{r=0}^{p-1} \beta_{11}^{(k)}(r)N_1^{(k)}(r)dr + \int \sum_{r=k=1}^p \beta_{12}^{(k)}(r)N_2^{(k)}(r)dr$$

$$\Phi_2 = \int \sum_{r=0}^{p-1} \beta_{22}^{(k)}(r)N_2^{(k)}(r)dr + \int \sum_{r=k=1}^p \beta_{21}^{(k)}(r)N_1^{(k)}(r)dr$$

$$G_0 = n_1 \beta_{12}^{(1)} N_2^{(1)} + n_2 \beta_{21}^{(2)} N_1^{(1)} - n_1 \beta_{10}^{(0)} N_0 - n_2 \beta_{20}^{(0)} N_0$$

$$G_1^{(k)} = n_1 \beta_{11}^{(k-1)} N_1^{(k-1)} - n_1 \beta_{11}^{(k)} N_1^{(k)} + n_2 \beta_{21}^{(k+1)} N_1^{(k+1)} - n_2 \beta_{21}^{(k)} N_1^{(k)}$$

$$G_2^{(k)} = n_2 \beta_{22}^{(k-1)} N_2^{(k-1)} - n_2 \beta_{22}^{(k)} N_2^{(k)} + n_1 \beta_{12}^{(k+1)} N_2^{(k+1)} - n_1 \beta_{12}^{(k)} N_2^{(k)}$$

$$\rho = e(n_1 - n_2) + e \int_r \left(\sum_{k=1}^p k N_1^{(k)} - \sum_{k=1}^p k N_2^{(k)} \right) dr \quad (1)$$

где: $n_{1,2}$ — концентрация положительных и отрицательных легких ионов, $b_{1,2}$ — их подвижности, $N_0(r)$ — функция распределения нейтральных аэрозольных частиц по радиусу r , $N_i^{(k)}(r)$ — функции распределения заряженных аэрозольных частиц,

$B_i^{(k)}$ — их подвижности, $\beta_{ij}^{(k)}$ — коэффициенты присоединения легкого иона полярности i к аэрозольной частице полярности j , имеющей k - элементарных зарядов и радиус r .

$D_T(z)$ — коэффициент турбулентного обмена.

Запись членов, описывающих взаимодействие легких ионов с аэрозольными частицами в уравнениях системы (1), использовалась в ряде работ (Брикар, 1969; Норпель, 1977, 1985; Норпель, Фрик, 1986) и обосновывается в работе (Борзилов и др., 1973), где условие записи этих членов имеет вид: $(n_{1,2} r^3) < 1$ и при $n_{1,2} = 10^9 \text{ м}^{-3}$, $r < 1000 \text{ мкм}$. Выделение группы легких ионов и группы аэрозольных ионов также имеет экспериментальное обоснование (Таммет и др., 1988; Таммет, 1977), хотя можно использовать более подробное описание группы однозарядных ионов (Комаров, 1987). При написании системы уравнений (1) пренебрегалось скоростями седиментации. Поскольку рассматриваются аэрозольные частицы в диапазоне радиусов $r < 0,5 \text{ мкм}$, то вследствие их малости ими можно пренебречь и считать коэффициенты турбулентного обмена для ионов и аэрозольных частиц равными.

Физика взаимодействия легких ионов и аэрозольных частиц в

земной атмосфере состоит в том, что их взаимодействие приводит к возникновению заряженных аэрозольных ионов и к уменьшению концентрации легких ионов.

Пренебрегая током заряженных частиц аэрозоля $I_{z,1,2}^{(k)}$, складывая второе и третье уравнения системы (1) при $i = 1,2$, получим, что суммарная концентрация аэрозольных частиц, включая и заряженные, удовлетворяют уравнению:

$$\frac{d}{dz} D_T(z) \frac{dN(a)}{dz} = 0,$$

$$N(a) = N_0(a) + \sum_{k=1}^p N_1^{(k)}(a) + \sum_{k=1}^p N_2^{(k)}(a) \quad (2)$$

где: p — максимальное число элементарных электрических зарядов на аэрозольных частицах.

Аналогично, используя первое и третье уравнения системы (1), получим уравнение для суммарной плотности электрического заряда ρ :

$$-\frac{d}{dz} D_T(z) \frac{d\rho}{dz} + \frac{d}{dz} (\lambda E_z) = 0, \quad \lambda = eb_1 n_1 + eb_2 n_2 \quad (3)$$

При выводе уравнения (3) предполагалось, что вклад заряженных аэрозольных частиц в электрическую проводимость мал, что справедливо, как показывают оценки, при концентрациях аэрозольных частиц $N > 10^{14} \text{ м}^{-3}$.

Интегрируя уравнение (3), получим уравнение плотности электрического тока в приземном слое атмосферы:

$$-D_T(z) \frac{d\rho}{dz} + \lambda E_z = j_0 \quad (4)$$

Первый член в этом уравнении определяет плотность турбулентного электрического тока, а второй — плотность тока проводимости.

Для рассмотрения нестационарной задачи необходимо в систему уравнений (1) добавить производную по времени $\frac{\partial}{\partial t}$. В условиях равновесия (стационарный случай) и симметричного заряжения, пренебрегая производными по времени и турбулентным переносом получим

$$q = \alpha n^2 - n\Phi_{1,2}$$

$$\Phi_1 = \int_r \sum_{k=0}^{p-1} \beta_{11}^{(k)}(r) N_1^{(k)}(r) dr + \int_r \sum_{k=1}^p \beta_{12}^{(k)}(r) N_2^{(k)}(r) dr \quad (5)$$

$$\Phi_2 = \int_r \sum_{k=0}^{p-1} \beta_{22}^{(k)}(r) N_2^{(k)}(r) dr + \int_r \sum_{k=1}^p \beta_{21}^{(k)}(r) N_1^{(k)}(r) dr$$

Используя эти соотношения можно получить стационарные выражения для концентраций положительных и отрицательных ионов:

$$n_{1,2} = \frac{2q}{\sqrt{\Phi_{1,2} + 4q\alpha} + 4\Phi_{1,2}} \quad (6)$$

Функции Φ_1 и Φ_2 рассчитываются с использованием соотношением (5) и зависят от функций распределения по радиусу нейтральных и заряженных аэрозольных. Так в работе Шварца и Огураевой (1987) были представлены результатов расчетов этих функций для распределения Смеркалова (1984), описывающего распределение тропосферного аэрозоля по размерам. Этому распределению подчиняются аэрозольные частицы в диапазоне размеров 0,01—0,2 мкм. Оказалось, что $\Phi_1 = \Phi_2 = 0.85 \times 10^{-6} Nc^{-1}$, N — полная концентрация аэрозольных частиц, см⁻³.

В ранних работах по теории электродного эффекта в приземном слое атмосферы, например, в работах (Noppel, 1967; Noppel, Gatham, 1971) учитывались только ядра конденсации Айткена. Поэтому в правых частях уравнений для концентрации положительных и отрицательных ионов для членов, описывающих поглощение ионов

аэрозольными частицами были оставлены два члена: первый член описывает поглощение ионов нейтральными аэрозольными частицами, а второй — поглощение ионов заряженными аэрозольными частицами, несущими один элементарный заряд. Аналогичный подход рассмотрен в работе Tuomi (1982), а также в других работах, обзор которых приведен в монографиях (Куповых и др., 1998; Морозов, Куповых, 2012; Морозов, 2011). Во всех работах этого типа предполагалась стационарность, как по легким ионам, так и по аэрозольным частицам. Но как показывают численные оценки (Hoppel, 1985; Куповых и др., 1998; Yair, Levin, 1989), в реальных условиях, если источник аэрозольных частиц находится от места наблюдения на расстоянии 10 км, то можно считать, равновесие между ионами и аэрозольными частицами установившимся, а распределение аэрозольных частиц по зарядам стационарным. В работе Gatham, Poog (1972) было показано, что время установления стационарного состояния по аэрозольным частицам составляет 15 мин. Нестационарный подход к решению этой задачи рассматривался также в диссертации А. А. Редина (2011), (см. также работу Редина и др., 2010). Рассматривались, как ядра Айткена, так и более крупные аэрозольные частицы с пятью зарядами на частице (радиус порядка 1 мкм). Численные эксперименты проведенные для различных концентраций аэрозольных частиц показали, что они могут играть важную роль в зарядовом балансе электродного приземного слоя

Наряду с работами по влиянию аэрозольных частиц на электрические процессы в приземном слое атмосферы рассматривалась также задача о влиянии поглощения ионов на электрическую структуру пограничных облачных слоев. Уменьшение электрической проводимости внутри облачного аэрозольного слоя приводит к скачку электрической проводимости на границах облака и к образованию электрических зарядов и к скачку напряженности электрического поля на границе облако- атмосфера. Действительно, в стационарном одномерном случае электрический ток, текущий через облако постоянен, что следует из соотношения (4) при $D_T = 0$. Из этого

соотношения получим: $E_{обл} = \frac{\lambda_a}{\lambda_{обл}} E_a$, где $E_{обл}, E_a$ — напряженности электрического поля в облаке и в свободной атмосфере, $\lambda_{обл}, \lambda_a$ — электрические проводимости в облаке и в свободной атмосфере. Если $\lambda_{обл} < \lambda_a$, то напряженность электрического поля в облаке будет больше напряженности электрического поля в свободной атмосфере. Эта задача рассматривалась в работах Zhou, Tinsley (2007), Harrison, Carslaw (2003), Морозова (1998, 2004, 2010).

Другим направлением атмосферного электричества является исследование влияния аэрозольных частиц на параметры глобальной электрической цепи в атмосфере (ГЭЦ). ГЭЦ определяется как система электрических токов, пронизывающих земную атмосферу от земной коры до магнитосферы. Обзор теории ГЭЦ рассмотрен в монографиях (Морозов, Куповых, 2012; Морозов, 2011). Существуют данные, полученные в ряде зарубежных работ (Ogawa, 1985), в которых показана связь вариации потенциала ионосферы с вариациями ядер конденсации, возникающих в атмосфере при вулканических извержениях.

В работе Sapkota, Varshneya (1990) рассмотрено влияние стратосферного аэрозоля, возникающего в результате вулканической и антропогенной деятельности. Основным параметром, характеризующим ГЭЦ является потенциал ионосферы, равный 250—300 кВ. В указанной работе предполагалось также, что присутствие аэрозольных частиц должно приводить к увеличению потенциала ионосферы. Расчеты, проведенные авторами, показали при наличии аэрозольных частиц вариации потенциала ионосферы могут достигать 14 % при концентрации аэрозолей 10^9 — 10^{10} м^{-3} . Отмечена также экспериментальная связь между годичной вариацией потенциала ионосферы и вариацией концентрации аэрозольных частиц.

В работе Tinsley, Zhou (2006) учитывается наряду с стратосферным и тропосферный аэрозоль. При этом рассчитываются на вариации потенциала ионосферы, а только столбцовое

сопротивление атмосферы, вариации которого приводят к вариации плотности электрического тока в различных районах земного шара.

В монографии В. Н. Морозова (2011) даны оценки вариаций потенциала ионосферы в предположении загрязненности тропосферы вдали от действия грозových генераторов. Показано увеличение потенциала ионосферы на 8—10 % при концентрации аэрозоля субмикронных размеров порядка 10^{10} м^{-3} .

Существуют также работы, в которых рассматривается непосредственное влияние аэрозольных частиц на ионосферу. Так, в работе Сорокина и др. (2001) рассчитываются возмущения электрического поля в ионосфере, возникающие при инъекции с земной поверхности заряженных аэрозолей в атмосферу. Численные оценки показывают, что при концентрации аэрозольных частиц 10^9 м^{-3} и доле заряженных частиц 10 % поле вблизи земной поверхности при их положительном заряде будет иметь величину -430 В/м , а в ионосфере при этом поле будет в три раза меньше. Размеры аэрозольных частиц в этой работе не указаны, но ясно, что это не субмикронные размеры.

В работе Ю. И. Бесединой и С. И. Попеля (2007) рассмотрено влияние аэрозольных частиц на частоты шумановских резонансов, возникающих в полости Земля-ионосфера. Расчеты показали, что учет аэрозольных частиц, с которыми сталкиваются электроны приводит к уменьшению резонансных частот на несколько процентов: для первой моды от 7,8 Гц до 7 Гц, для второй — от 14,5 Гц до 13,3 Гц. Концентрация аэрозольных частиц принималась равной 10^3 см^{-3} , а их размеры порядка 10 мкм. Предполагается, что одной из возможных причин увеличения концентрации аэрозольных частиц в нижней ионосфере являются вулканические извержения.

Рассмотренные экспериментальные и теоретические работы показывают существенное влияние аэрозольных частиц на электрическое состояние атмосферы. В перспективе необходимо развитие модели нестационарного взаимодействия атмосферных ионов аэрозольными частицами. Во всех рассмотренных выше работах предполагается, что аэрозольные частицы уже образовались.

Образование аэрозольных частиц и их спектра рассматривалось в работе Лушников и Смирнова (1975).

Как показывают экспериментальные и теоретические исследования, наличие ионизованной атмосферы может стимулировать образование аэрозольных частиц, начиная с образования наноаэрозолей, которые, присоединяя легкие ионы, образуют средние ионы и затем ядра Айткена (Смирнов 2007; Лушников и др., 2014).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Брикар Дж. (1969). Влияние радиоактивности и загрязнений на элементы атмосферного электричества. / В сб. Проблемы электричества атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат. С. 68—105.

Беседина Ю. И., Попель С. И. (2007). Нано- и микромасштабные частицы и глобальные электромагнитные резонансы в полости Земля-ионосфера // Физика плазмы. Т. 33. № 2. С. 159—167.

Борзилов В. А., Седунов Ю. С., Степанов А. С. (1973). Кинетическое уравнение ионной зарядки облачных частиц // Изв. АН СССР. Том 9. № 4. С. 386—398.

Имянитов И. М., Шифрин К. С. (1962). Современное состояние исследований атмосферного электричества // Успехи физ. наук. Вып. 4. С. 593—642.

Имянитов И. М., Чубарина Е. В. (1965). Электричество свободной атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат. 232 с.

Комаров Н. Н. (1987). Теория изучения ионизационного состояния атмосферы. — Л.: Гидрометеиздат. 159 с.

Куповых Г. В., Морозов В. Н., Шварц Я. М. (1998). Теория электродного эффекта в атмосфере. — Таганрог: Изд. ТРТУ. 122 с.

Кречетов А. А., Филиппов А. Х., Татарников В. К. (1982). Градиент потенциала электрического поля в условиях промышленного загрязнения атмосферы // Метеорология и гидрология. № 5. С. 108—111.

Кречетов А. А., Филиппов А. Х., Татарников В. К. (1984). Электрическое поле в условиях промышленного загрязнения атмосферы. / В сб.: Труды Второго Всесоюзного симпозиума. — Л.: Гидрометеиздат. С. 41—43.

Лушников А. А., Смирнов В. И. (1975). Стационарная коагуляция и распределение атмосферных аэрозолей по размерам // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. Т. 11. № 2. С. 139—151.

Лушников А. А., Загайнов В. А., Любовцева Ю. С., Гвишиани А. Д. (2004). Образование наноаэрозолей в тропосфере под действием космического излучения // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. Том 50. № 2. С. 175—184.

Морозов В. Н. (1984). Диффузионное заряджение облачных частиц в ионизационной среде при наличии коагуляции // Труды ГГО. Вып. 474., С. 67—75.

Морозов В. Н., Шварц Я. М., Щукин Г. Г. (2000). Глобальная электрическая цепь: физико-математическое моделирование и регулярные измерения в нижней атмосфере. / В сб. Электрическое взаимодействие геосферных оболочек. —М.: ОИФЗ РАН. С. 55—67.

Морозов В. Н. (2010). Расчет коэффициентов присоединения ионов к аэрозольным частицам в ионизированной среде //Труды ГГО. Вып. 562. С. 95—117.

Морозов В. Н. (1998). Атмосферные аэрозольные слои как усилители электрического поля атмосферы. / В сб. Естественные и антропогенные аэрозоли. Материалы международной конференции 29.09—4.10.1997. — СПб: СПбГУ. С. 137—141.

Морозов В. Н. Об установлении стационарного электрического поля в атмосфере , содержащей слой аэрозольных частиц // Труды НИЦДЗА (Филиала ГГО). Вып.4 (552). С. 33—43.

Морозов В. Н. (2010). Электродные слои в облачных системах // Изв. Высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. Спец. Выпуск. Физика атмосферы. С. 68—72.

Морозов В. Н. (2010). Напряженность электрического поля атмосферы, как индикатор глобального аэрозольного загрязнения. / В сб. Седьмая Международная конференция. Естественные и антропогенные аэрозоли. 28 сентября —1 октября 2010 г. Тезисы докладов. — СПб: СПбГУ. С. 62.

Морозов В. Н., Кудринская Т. В. (2003). Влияние аэрозольных частиц на электрическое состояние приземного слоя атмосферы. / В сб. Пятая Российская конференция по атмосферному электричеству. Сборник трудов конференции. Том I. Владимир 21—26 сентября 2003. — Владимир: Изд. ВГУ. С. 84—86.

Морозов В. Н., Куновых Г. В. (2012). Теория электрических явлений в атмосфере. Математическое моделирование атмосферно-электрических процессов. — LAP LAMBERT Academic Publishing. 329 С.

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

Мучник В. М., Фишман Б. Е. (1982). Электризация грубодисперсных аэрозолей в атмосфере. — Л.: Гидрометеиздат. 207 с.

Натансон Г. Л. (1960). К теории зарядки амикроскопических аэрозольных частиц в результате захвата газовых ионов // Журнал технической физики. Т. 30. № 5. С. 573—588.

Огуряева Л. В., Шварц Я. М. (1982а). Регулярные измерения электропроводности воздуха. / В сб. Метеорологические исследования. Атмосферное электричество. — М.: МГК. № 27. С. 37—42.

Огуряева Л. В., Шварц Я. М. (1982б) Анализ многолетнего хода величин атмосферного электричества в приземном слое по данным наблюдений // Метеорологические исследования. № 27. С. 43—48.

Петров А. И., Петрова Г. Г., Панчишкина И. Н. (1990). Влияние индустриального загрязнения воздушного бассейна на электропроводность атмосферы в Ростове–на Дону // Труды ГГО. Вып. 527. С. 41—43.

Пхалагов Ю. А., Донченко В. А., Овчаренко Е. В. и др. (1999). Исследование корреляционных связей аэрозольного ослабления оптического излучения с напряженностью электрического поля // Оптика атмосферы и океана. Т. 12. № 2. С. 122—132.

Раменский Л. А., Дячук В. А. (1984). Исследование электрических характеристик дымовых факелов по данным самолетных и наземных наблюдений. / В сб. Атмосферное электричество. Труды Второго Всесоюзного симпозиума. — Л.: Гидрометеиздат. С. 39—41.

Редин А. А. (2011). Математическое моделирование электродинамических процессов в приземном слое в условиях аэрозольного загрязнения атмосферы. — Диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук. Таганрог. 183 с.

Редин А. А., Клово А. Г., Куповых Г. В., Морозов В. Н. (2010). Генерация объемного заряда вблизи поверхности земли с учетом взаимодействия аэрозольных частиц с аэроионами. // Известия Высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. Спец. выпуск Физика атмосферы. С. 81—85.

Седова Г. Л., Черный Л. Т. (1986). Уравнения электрогидродинамики слабоионизованных аэрозолей с диффузионной зарядкой частиц дисперсионной фазы // Изв. АН СССР. Механика жидкостей и газов. № 1. С. 54.

Смеркалов В. А. (1984). Аппроксимация среднего распределения аэрозольных частиц по размерам // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. Т. 20. № 4. С. 341—348

Семенов К. А., Шварц Я. М., Жукова М. П., Соколенко Л. Г., Камышанова В. А. (1986). Особенности результатов измерений величин атмосферного электричества в Воейково // Труды ГГО. Вып. 498. С. 3—9.

Смирнов В. В. (2007). Ион-стимулированная нуклеация в тропосфере и стратосфере. / В сб. Сборник трудов IV Российской конференции по атмосферному электричеству. 1—7 октября 2007 г. — Нижний Новгород: ИПФ. С. 30—34.

Сорокин В. М., Чмырев В. М., Яценко А. К. (2001). Возмущения электрического поля в слое земля – ионосфера при инъекции заряженных аэрозолей // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 41. № 2. С. 187—191.

Таммет Х. Ф. (1977). Электрические параметры загрязненности воздуха // Уч. зап. ТГУ. Вып. 443. С. 48—51.

Таммет Х. Ф., Сальм Я. Й., Ихер Х. Р., Тамм Э. М., Мирме А. А., Кикас Ю. Э. (1988). Спектр подвижности аэроионов. / В сб. Атмосферное электричество. Труды III Всесоюзного симпозиума. — Л.: Гидрометеоздат. С. 45—50.

Чубарина Е. В. (1964). Связь электрического поля атмосферы с ядрами конденсации // Труды ГГО. Вып. 157. С. 20—24.

Шварц Я. М. (1980). Электропроводность воздуха и аэрозоль // Труды ГГО. Вып. 401. С. 136—140.

Шварц Я. М., Огуряева Л. В. (1987). Анализ многолетнего хода величин атмосферного электричества в приземном слое // Метеорология и гидрология. № 7. С. 59—67.

Фукс Н. А. (1964). О стационарном распределении зарядов аэрозольных частиц в биполярной ионизованной атмосфере // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. № 4. С. 579—586.

Фукс Н. А. (1947). О величине зарядов на частицах атмосферных аэроколлоидов // Изв. АН СССР. Сер. географ. и геофиз. Т. 11. № 4. С. 341—348.

Cobb W. E., Wells H. L. (1970). The electrical conductivity of oceanic air and its correlation to global atmospheric pollution // J. Atmos. Sci. Vol. 27. № 5.

Cobb W. E. (1982). The electrical conductivity of the environment in rural Boulder Country, for the years 1967—1980, an indication of deteriorating air quality // Meteor. Rdsch. № 2.

Gatham D. G., Poor H. W. (1972). A time- dependent model of the electrode effect // J. Geophys. Res. V. 77. № 15. P. 2669—2676.

Fjeld R. A., McFarland A. R. (1986). Bipolar charging in transition regime // J. Aerosol. Sci., V. 17(4). P. 653—681.

Keefe D., Nolan P. J., Scott J. A. (1964). Influence of Coulomb and image forces on combination in aerosols // Proc. R. Irish Acad. 66 A. P. 17—29.

Harrison R. G., Carslaw K. S. (2003). Ion-aerosol-cloud processes in the lower atmosphere // Reviews of Geophysics. V. 41. № 3. P. 1012.

Hoppel W. A. (1967). Theory of electrode effect // J. Atm. and Terr. Phys. V. 29. № 6.

Hoppel W. A., Gatham S. G. (1971). Determination of the eddy diffusive coefficients from atmospheric electrical measurements // *J. Geophys. Res.* V. 76. № 6. P. 1467—1477.

Hoppel W.A. (1977). A. Ion-aerosol attachment coefficients and diffusional charging of aerosols. / In: *Electrical Processes in Atmosphere* /edited by H. Dolezalek and R. Reiter — Darmstadt: Deitriech- Steinkopf Verlag. P. 60—69.

Hoppel W. A. (1985). Ion-aerosol attachment coefficients, ion depletion and the charge distribution on aerosols // *J. Geophys. Res.* V. 90. № D4. P. 5917—5923.

Hoppel W. A., Frick G. M. (1986). Ion-aerosol attachment coefficients and the steady state charge distribution on aerosols in bipolar environment // *Aerosol Sci. and Tech.* V. 5. № 1. P. 1—21.

Manes A. (1977). Particulate air pollution trends from atmospheric electrical conductivity measurements at Bet-Dagan(Israel) / In: *Electrical processes in atmospheres-Proc. 5th Int.Conf.* — Darmstadt.

Mani A., Huddar B. B. (1975). Studies of the dust and nuclei contents of the air near the ground and their effect on atmospheric electricity parameters // *Indian J. Meteorol., Hydrol. Geophys.* Vol. 26. № 2.

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

Tinsley B. A., Zhou L. (2006). Initial results of global circuit model with variable stratospheric and tropospheric aerosols // *J. Geophys. Res.* Vol. 111. D16205. doi 10. 1029/2005 JD 00 6988.

Tuomi T. J. (1982). The atmospheric electrode over snow // *J. Atm. and Terr. Phys.* V. 44. № 9. P. 737—745.

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

Yair Y., Levin Z. (1989). Charging of polydispersed aerosol particles by attachment of atmospheric ions // *J. Geophys. Res.* Vol. 94. № D11, P.13.085-13.091.

ГЕТЕРОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ РОСТА АЭРОЗОЛЕЙ ВЕРХНЕЙ ТРОПОСФЕРЫ И СТРАТОСФЕРЫ

Л. С. Ивлев¹, Ю. А. Довгалоук²

¹Государственный университет аэрокосмического приборостроения
190000 Санкт-Петербург, Большая Морская ул., д 67
E-mail: ivlev.lev@mail.ru

²Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, д. 7
E-mail: sinkev@main.mgo.rssi.ru

Поступила в редакцию 15.06.2014
Поступила после доработки 24.04.2015

1. Введение и постановка задачи

Проблема воздействия солнечного излучения на состояние атмосферы, на её температурные и радиационные характеристики является одной из фундаментальных геофизических проблем. Важнейшим моментом этой проблемы является вопрос обнаружения связи изменчивости солнечной активности и вариаций атмосферных параметров, трактовка которой весьма неоднозначна (Веретененко, Ивлев, 2011; Кондратьев, Никольский, 1982; Пудовкин, Распопов, 1992; Ролдугин, Вашенюк, 1994; Сазонов, 1964). Неоднозначность трактовки обусловлена тем, что изменение общего потока солнечной энергии на верхней границе земной атмосферы мало по сравнению с энергией динамических процессов в нижней атмосфере. В то же время для отдельных диапазонов солнечного энергетического потока его изменчивость может быть весьма существенной, в частности, для потоков высокоэнергетических частиц. Солнечные вспышки, которые являются одной из причин солнечных протонных событий (СПС) или поглощения полярной шапки (ППШ), вызывают всплески солнечных

космических лучей (СКЛ), во время которых потоки заряженных частиц, а также их энергия, увеличиваются на несколько порядков.

Выполненные ранее исследования (Веретененко, Ивлев, 2011; Пудовкин, Морозова, 1997; Пудовкин, Распопов, 1992; Ролдугин, Вашенюк, 1994) выявили определенную корреляцию всплесков СКЛ и изменения ряда параметров нижней атмосферы. Установлено, что на следующий день после всплеска СКЛ оптическая прозрачность атмосферы в видимом диапазоне уменьшается на 6—10 %, и обнаруживаются определенные вариации высотного профиля температуры в нижней атмосфере, что вызвано изменением прозрачности атмосферы. Высказывается предположение о возникновении на высотах 8—10 км облачного слоя как следствие всплеска СКЛ (Пудовкин, Морозова, 1997). В представленной работе обсуждаются механизмы образования дисперсной фазы облачного слоя под действием высокоэнергетических частиц и условия, при которых эти процессы возможны.

Основными условиями образования дисперсной фазы являются наличие в атмосфере пересыщенного водяного пара, а также присутствие «ядер конденсации» — аэрозольных частиц, размеры которых больше некоторой критической величины. Предлагаемая в настоящей работе модель предполагает следующие механизмы влияния высокоэнергетических частиц на конденсационный процесс:

1) аэрозольные частицы под действием внешнего потока заряженных частиц приобретают заряд. Наличие на частице даже одного элементарного заряда приводит к уменьшению критического размера аэрозольных частиц, на которых возможна конденсация и сублимация водяного пара, или других конденсирующихся газов, и, соответственно, вовлечению в процесс гетерогенной конденсации большего количества аэрозольных частиц (Ивлев, Довгалюк, 2000). На конденсационную активность частицы влияет знак заряда (Русанов, Куни и др.; Русанов, 1978);

2) процесс ионизации атмосферных молекул приводит в результате гетерогенных химических реакций к образованию новых легкоконденсирующихся газовых компонент, которые самостоятельно образуют ядра конденсации, т. е. наблюдается гомогенная

гетеромолекулярная конденсация. К легкоконденсирующимся компонентам относятся, в первую очередь, водяной пар, окислы серы и азота. При этом активное участие в химических и фотохимических реакциях принимают озон, атомарный кислород, гидроксил и ряд других радикалов.

Таким образом, в нижних слоях атмосферы при воздействии на них космических лучей возможны процессы роста первичных аэрозольных частиц в результате как гомогенной, так и гетерогенной конденсации, а при их высоких счетных концентрациях и коагуляционный рост (Ивлев, Довгалюк, 2000). Очевидно, характер процесса образования облачного слоя будет определяться концентрациями и составом исходных продуктов (газов и аэрозольных частиц), интенсивностью потока высокоэнергетических частиц космического происхождения, их характеристиками в рассматриваемом атмосферном слое и термодинамическими характеристиками этого слоя. Под образованием облачной системы будем понимать увеличение оптической толщины определенного атмосферного слоя на порядок и более по сравнению с фоновым.

В настоящей работе остановимся на возможности образования облачных систем при гетерогенной конденсации в случае воздействия высокоэнергетических заряженных частиц на атмосферные слои в диапазоне высот 8—30 км в средних и высоких широтах. Для этого необходимо проанализировать условия взаимодействия высокоэнергетических частиц с аэрозольными и газовыми компонентами среды на этих высотах.

Важным фактором с точки зрения процессов климатообразования является также изменение химического состава атмосферы, обусловленное гетерогенными химическими реакциями. Особенно большое значение гетерогенные химические реакции играют после эруптивных вулканических выбросов газопылевой материи в атмосферу (Ивлев, 1997).

Взаимодействие молекул газа с поверхностью аэрозольной частицы включает ряд стадий: диффузию к поверхности, адсорбцию и десорбцию, диффузию внутри жидких частиц и испарение, реакции газовых молекул между собой, с адсорбентом или другими

растворенными веществами в жидкой фазе. Вероятность реакции газовых молекул γ зависит как от параметров атмосферы (давление, температура, влажность, газовый состав и т.д.), так и от параметров аэрозольной частицы (форма, размер, химический состав, фазовое состояние, физико-химические свойства, состояние поверхности и т. д.). Последние также испытывают влияние состояния атмосферы, так что описание газового и аэрозольного состава атмосферы представляет значительные трудности. Поэтому диспергированную аэрозольную фракцию параметризуют, задавая средний радиус частиц r , их счетную концентрацию N и вероятность реакции γ , либо вводя удельную поверхность аэрозолей A и γ (Черлина, Невский, Минашкин, 2009).

Скорость расходования газов в реакции с участием сферических частиц аэрозолей определяется кинетическим уравнением первого порядка с эффективной константой (Konratyev et al, 2006; Lovejoy, Hanson, 1995):

$$k^I(r) = \frac{\gamma N \omega \pi r^2}{1 + \gamma \left[\frac{0.750 + 0.283 K_n}{K_n (K_n + 1)} \right]} \quad (1)$$

где ω — средняя молекулярная скорость газа, K_n — число Кнудсена ($K_n = \lambda/r = 3D_g/\omega r$), λ — длина свободного пробега молекул газа, D_g — коэффициент диффузии газа.

Когда $K_n \ll \gamma$, захват газовых молекул частицей контролируется газофазной диффузией, и константа гетерогенной реакции становится равной своему диффузионному пределу $k^I = k_d^I = 4\pi r N D_g$. Напротив, в кинетическом режиме, когда $K_n \gg \gamma$, k^I сводится к газокинетическому пределу $k^I = k_K^I = \gamma \omega N \pi r^2$.

В условиях атмосферы, как правило, реализуется кинетический режим взаимодействия газов с аэрозольной частицей, и константа гетерогенных потерь газа на аэрозолях определяется выражением

$$k^I \cong \gamma \omega A / 4.$$

2. Реакции газовых молекул с микрокаплями

Реакции газовых молекул на поверхности жидкокапельных аэрозолей является результатом совместного действия ряда процессов, к которым относятся: газофазная диффузия к поверхности аэрозольных частиц; аккомодация поверхностью; диффузия и растворимость в жидкости с учетом возможной диссоциации и других обратимых процессов; химические реакции в жидкой фазе; диффузия и растворимость в жидкости продуктов реакций.

Захват газов жидкостью определяется действием закона растворимости Генри, который порождает поток десорбции $J_{HL} = \alpha\omega C_L/4HRT$, встречный потоку $J_S = \alpha\omega C_g/4$ из газовой фазы в жидкость (C_L и C_g — концентрация адсорбата в жидкой и газовой фазе на границе раздела, ω - средняя тепловая скорость молекул газа, α — коэффициент массовой аккомодации, H — константа Генри). Суммарный поток J_{gas} через границу газ/жидкость определяется разностью $J_S = J_{HL}$.

$$J_{gas} = J_S(1 - J_{HL}/J_S) = J_S(1 - C_L/HRTC_g) \quad (2)$$

Максимально возможный измеряемый коэффициент захвата поверхностью жидкости $\gamma_{max} = \alpha(1 - C_L/HRTC_g)$ определяется степенью насыщения поверхности жидкости адсорбатом $\theta = C_L/HRTC_g$. Если молекулы адсорбата участвуют в обратимых процессах, например, диссоциируют на ионы, следует заменить H так называемой эффективной константой Генри H^* , отражающей дополнительный вклад в растворимость обратимых реакций в жидкости. Задача расчета γ сводится к решению дифференциального уравнения, описывающего скорость изменения концентрации адсорбата в жидкости, дополненного условием равенства потока из газовой фазы в жидкость J_{gas} жидкофазному потоку J_{liq} , определяемому законом Фикка, на границе раздела. Процессы диффузии к поверхности в газовой фазе, массовой аккомодации, насыщения жидкости и химического взаимодействия в жидкой фазе

связаны между собой и описываются дифференциальными уравнениями, общее решение которых невозможно получить в аналитическом виде. В некоторых случаях эти уравнения можно развязать, получив приближенные аналитические выражения для коэффициентов захвата, обусловленных соответствующими процессами (Robinson et al, 1997; Jayne et al, 1996). Поэтому применяется поэтапный подход к моделированию гетерогенных реакций, при котором все многообразие факторов, определяющих гетерогенный захват газов аэрозолями, разделяют на отдельные процессы, которые изучают теоретически и экспериментально, и затем комбинируют полученные данные применительно к условиям стратосферы.

В работах успешно применяется аналогия между модельной схемой взаимодействия газ/жидкость и схемой, в которой коэффициенты захвата, обусловленные газофазной диффузией (γ_{diff}), массовой аккомодацией (α), растворимостью в жидкости (γ_{sol}) и химическими реакциями (γ_{rxn}), представлены резисторами с сопротивлениями $R_i = 1/\gamma_i$, соединенными между собой последовательно или параллельно, в зависимости от реального соотношения между отображаемыми процессами (Robinson et al, 1997; Jayne et al, 1996). Дальнейшее рассмотрение проводится в предположении об отсутствии ограничения скорости захвата газофазной диффузией ($\gamma_{diff} = 0$), и использовании при необходимости коррекции на диффузию. Действие механизма адсорбции-десорбции, определяемого законом Генри, обуславливает нестационарный, затухающий во времени коэффициент захвата:

$$\begin{aligned} 1/\gamma &= 1/\alpha + 1/\gamma_{sol}, \\ \gamma_{sol} &= (4RTH^*/\omega)(4D_l/\pi t)^{1/2}, \end{aligned} \quad (3)$$

где D_l — коэффициент диффузии адсорбата в жидкости.

Для стратосферных приложений более важен стационарный коэффициент реактивного захвата γ_{rxn} :

$$\gamma_{rxn} = (4RTH^*/\omega)(D_l k)^{1/2},$$

где k — псевдоконстанта первого порядка для реактивных потерь адсорбата в жидкости. Выражения для γ_{sol} получены из решения соответствующих дифференциальных уравнений для полубесконечного слоя жидкости с плоской границей (Dankwerts, 1970). Величина γ_{rxn} определяет коэффициент захвата, измеренный в лабораторных условиях на массивных слоях жидкости, покрывающих стенки проточных реакторов:

$$\begin{aligned} 1/\gamma_m &= 1/\alpha + 1/\gamma_{rxn} \approx 1/\gamma_{rxn}, \\ \gamma_m &\approx \gamma_{rxn} \end{aligned} \quad (4)$$

Приближение (4) применимо в предположении $\alpha \sim 1$, $\gamma_m < 0,2$, которое оправдано для большинства исследованных реакций с участием азот-, хлор- и бромсодержащих газов, представляющих интерес для стратосферных приложений.

Для сферической капли радиуса a стационарный коэффициент захвата определяется из выражения (Schwartz, 1986; Schwartz, 1988; Williams, Golden, 1993):

$$\frac{1}{\gamma} = \frac{1}{\alpha} + \frac{\omega}{4H^*RT\sqrt{D_l k f(q)}} = \frac{1}{\alpha} + \frac{1}{\gamma_{rxn}} \frac{1}{f(q)} \quad (5)$$

$$\gamma \approx f(q)\gamma_{rxn} \quad (6)$$

где $q = a(k/D_l)^{1/2} = a/l$ — диффузно-реактивный параметр,

$l = (D_l/k)^{1/2} = a/q$ — диффузно-реактивная длина,

$f(q) = f(a/l) = \coth(q) - l/q = \coth(a/l) - (l/a)$.

Величина l определяет толщину слоя жидкости, в котором происходит химическая реакция.

Когда $l/a < 0,1$, поправочный множитель $f(a/l) \approx 1$ и коэффициент захвата, измеренный на поверхности массивного слоя, может быть использован для жидкой капли.

Если адсорбат X реагирует в растворе с веществом Y , константа скорости реакции $k = k''[Y]$, где k'' — константа скорости второго порядка для реакции между X и Y в растворе, $[Y]$ — концентрация

вещества Y в растворе. В случае, когда $l/a \geq 1$, каплю следует рассматривать как насыщенную реагентами X и Y , концентрации которых в жидкой фазе определяются эффективными константами Генри H^* . В этом случае «работает» не поверхность, а объем аэрозольных частиц.

$$\frac{d[X]}{dt} = -k'' [X][Y] V_{aer} N_A \quad (6a)$$

где константа k'' выражена в единицах моль⁻¹с⁻¹; $[X]$ и $[Y]$ — концентрации реагентов в аэрозолях (моль/л); V_{aer} — объем жидкости в составе аэрозолей в единичном объеме воздуха (л/см³); N_A — число Авогадро. Эффективный коэффициент захвата $\gamma < \gamma_m$ (поскольку $f(a/l) < 1$ и составляет $\sim 1/3 \gamma_m$ при $l = a$). В отличие от уравнения (6), справедливого в случае, когда реактивный захват определяется объемом аэрозолей, уравнение (5) адекватно описывает захват при любых условиях (когда он пропорционален поверхности аэрозолей, их объема, или в промежуточной ситуации).

Эти соотношения позволяют определить на основе лабораторных измерений и теоретических расчетов вероятность реакции, происходящей на жидких стратосферных аэрозольных частицах между двумя веществами, первоначально находящимися в газовой фазе. Если известны эффективные константы Генри для обоих реагентов; их газофазные концентрации (в лабораторных условиях и атмосфере); коэффициенты диффузии в жидкой фазе, а также константа скорости реакции второго порядка между реагентами X и Y в жидкости k'' (или их оценки), тогда может быть оценен реактивный коэффициент захвата вещества Y жидкостью и пересчитан для жидкой капли.

3. Гетерогенные стратосферные реакции в растворах

Коэффициент реактивного захвата газа растворами определяется эффективной константой Генри H^* , коэффициентом диффузии в жидкости D_l и константой реактивных потерь в жидкости k .

Измерения этих величин при температурах, характерных для стратосферы (~188—200 К), очень сложны. Их измеряют при более высоких температурах (от 200 К и выше) и экстраполируют к стратосферным условиям на основе выявленных зависимостей от температуры и других определяющих их параметров.

Экспериментальное изучение изменяющегося во времени коэффициента захвата, обусловленного растворимостью $\gamma_{sol} = (4RTH^*/\omega)(4D_l/\pi t)^{1/2}$, позволяет определить комбинацию $H^*\sqrt{D_l}$, а коэффициента реактивного захвата $\gamma_{rxn} = (4RTH^*/\omega)(D_l k)^{1/2}$ - комбинацию $H^*\sqrt{D_l}\sqrt{k_l}$. Коэффициент диффузии газа в жидкости дается соотношением: $D_l = CT/\eta$, где вязкость η определяется следующей зависимостью от температуры и весового процента w H_2SO_4 в водном растворе (Houghton, 1964):

$$\eta = A_w T^{nw} \exp[B_w/(T - T_0)],$$

$$A_w = 167.6 + 9.68w - 2.21 \cdot 10^{-1} w^2 + 4.68 \cdot 10^{-3} w^3,$$

$$T_0 = 147.3 - 8.17 \cdot 10^{-4} w - 1.08 \cdot 10^{-2} w^2 + 1.94 \cdot 10^{-4} w^3,$$

$$nw = 1.46; B_w = 464.2$$
(7)

Константа C может быть получена из эмпирического соотношения (Robinson et al, 1997):

$C = 8 \cdot 10^{-8} \exp(-0.0272w)$ или выражена через концентрацию w и плотность раствора ρ , а также параметры молекул и ионов, присутствующих в растворе, на основе модели кубических ячеек (Houghton, 1964).

Определение коэффициента диффузии D_l позволяет выделить из комбинации $H^*\sqrt{D_l}$ эффективную константу Генри H^* (или константу Генри H).

Для захвата HCl растворами H_2SO_4 известна следующая эмпирическая зависимость величины H^* от концентрации раствора w (Luo et al, 1994):

$$\log H^* = 15.365 - 0.17508w.$$

Отметим, что процентное содержание H_2SO_4 в растворе w меняется с изменением температуры (Hanson, Ravishankara, 1993):

$$w = [(-14.458 + 0.62456Z)T + 3565] / (44.777 + 1.3204Z - 0.19988T)$$

где $Z = \ln p(\text{H}_2\text{O})$, $p(\text{H}_2\text{O})$ — давление паров воды над раствором (мбар).

Исходя из соотношения, установленного для растворимости HOCl в водном растворе H_2SO_4 : $H^* = H^0 \exp(S_{\text{HOCl}} m_{\text{H}_2\text{SO}_4})$, где H — физическая растворимость HOCl в воде, подчиняющаяся температурной зависимости вида: $H^0 = 1.91 \cdot 10^{-6} \exp(B/T)$, B — константа, выраженная в градусах Кельвина; S_{HOCl} — коэффициент Сеченова, кг/моль, задаваемый выражением $S_{\text{HOCl}} = -0.4107 + 54.46/T$, $m_{\text{H}_2\text{SO}_4}$ — моляльность H_2SO_4 в растворе, моль/кг. Ряд исследователей применяют иной подход к определению концентрационной (и температурной) зависимости константы H^* (Luo et al, 1994).

В выражении константы Генри для других газов перед коэффициентом Сеченова вводится поправочный множитель n , характеризующий растворимость данного газа в H_2SO_4 по отношению к растворимости HOCl : $H^* = H^0 \exp(n S_{\text{HOCl}} m_{\text{H}_2\text{SO}_4})$.

Все параметры, необходимые при расчетах H^* для газов N_2 , O_2 и ClONO_2 , приведены в работе (Houghton, 1964).

Псевдоконстанта скорости реактивных потерь вещества X в реакции с веществом Y в растворе k определяется соотношением:

$k = k_Y = k_{XY} [Y]$, где k_{XY} — константа скорости бимолекулярной реакции между веществами X и Y в растворе. Константы скорости реакций обычно описываются аррениусовской зависимостью от температуры: $k_{XY} = A \exp(B/T)$, где параметры A и B определяются экспериментально.

Концентрация реагента Y в жидкости может быть выражена через давление его паров над жидкостью по закону Генри: $[Y] = H^*_Y p(Y)$. Типична ситуация, когда вещество X одновременно участвует в реакциях с двумя растворенными веществами Y и Z .

В этом случае

$$k = k_Y + k_Z = k_{XY}[Y] + k_{XZ}[Z] = k_{XY}[Y](1 + R),$$

где R — коэффициент ветвления между двумя каналами реакций.
 $R = (k_{XZ}/k_{XY})([Z]/[Y])$.

В этом случае коэффициент реактивного захвата

$$\gamma_{rxn} = (4RTH^*/\omega)\sqrt{D_l}\sqrt{k} = (4RTH^*/\omega)\sqrt{D_l}\sqrt{k}\sqrt{(1+R)} = \gamma_Y\sqrt{(1+R)}.$$

Анализ взаимодействия ClONO₂ с H₂O и HCl в водном растворе серной кислоты с экстраполяцией к стратосферным условиям содержится в работе (23).

Для неидеальных растворов, какими являются водные растворы кислот, в которых присутствуют ионы, концентрации в соотношениях (21) — (22) следует заменить активностями a_Y , a_Z (активность связана с молярной концентрацией соотношением $a_Y = \gamma_Y[Y]$, где γ_Y — коэффициент активности). Современный методический подход к термодинамическим расчетам активностей в растворах кислот содержится в работе (Carslaw, Clegg, Brimblecombe, 1995).

4. Скорости гетерогенных реакций в стратосфере

Если коэффициент реактивного захвата γ известен, то скорость R гетерогенной реакции газообразного вещества X на частицах аэрозолей (в единицах молекул/см³с) определяется выражением (Borrmann et al, 1997)

$$R = \gamma\omega(A/4)\rho_{AIR}m_R(X)$$

где ρ_{AIR} — плотность воздуха (молекул/см³), $m_R(X)$ — безразмерное отношение смеси для газа X . В работе (Borrmann et al, 1997) соотношение (8) использовано для расчетов скоростей реакций N₂O₅ с ClONO₂, ClONO₂ с водой и HCl, а также HOCl с HCl на стратосферных аэрозолях в фоновых условиях, после извержения вулкана. Данные о распределении стратосферных аэрозолей, температуре, давлении, отношении смеси для водяных паров получены во время самолетной

экспедиции над Северным полушарием ER-2 (NASA) в декабре 1988, январе 1989 и январе 1992 г. Отношения смеси для ClONO_2 , HOCl и HCl рассчитывались с использованием двухмерной фотохимической модели (Garcia, Solomon, 1994). При температуре 215 °К в работе (Черлина, Невский, Минашкин, 2009) получена зависимость скорости реакции ClONO_2 с H_2O и в особенности HOCl с HCl от размера частиц, которая при температуре 190К сохранялась лишь в области малых размеров ($r < 0,2 \mu\text{m}$). Часть выражений не нумеруется т. к. они являются промежуточными, и есть соответствующие ссылки.

В предположении, что частицы аэрозолей представляют собой жидкие капли раствора $\text{H}_2\text{SO}_4/\text{HNO}_3/\text{H}_2\text{O}$, установлено, что скорости гетерогенных реакций в период после извержения вулкана Пинатубо примерно на два порядка величины превышают скорости, рассчитанные в фоновых условиях, что связано, главным образом, с различием в удельной поверхности аэрозолей. При температурах ниже 200 °К скорости реакций на поствулканических аэрозолях превышают скорости конкурирующих газофазных реакций. В диапазоне температур 188–200 °К проведено сравнение скоростей гетерогенных реакций на каплях раствора $\text{H}_2\text{SO}_4/\text{HNO}_3/\text{H}_2\text{O}$ и на твердых частицах тригидрата азотной кислоты (NAT). В то время как скорость гидролиза ClONO_2 на жидких каплях в 1–4 раз выше, чем на частицах NAT, скорости реакций ClONO_2 и HClO с HCl на жидких и твердых частицах различаются в 5–10 раз. Отмечено, что сопоставление экспериментальных данных об удельной поверхности аэрозолей с теоретическими оценками, связывающими изменение объемной концентрации аэрозоля с падением температуры, позволяет сделать вывод, что частицы, наблюдавшиеся во время полета 24 января 1989 г., представляли собой жидкие капли раствора $\text{H}_2\text{SO}_4/\text{HNO}_3/\text{H}_2\text{O}$. Относительно частиц, наблюдавшихся 16 января 1989 г., остается неясность, представляли ли они собой жидкие капли, твердые частицы NAT, или смесь тех и других. Установлено, что

— при $T < 205$ °К скорости гетерогенной активации хлора на жидких каплях ПСО I типа на два порядка величины выше, чем на аэрозолях выброса Пинатубо;

— реакция $\text{ClONO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ на поствулканических аэрозолях Пинатубо при 197 °К дает такой же вклад в активацию хлора, что и реакции на (жидких или твердых) частицах ПСО I типа между 188 и 192 °К;

— жидкие аэрозоли более интенсивно активируют хлор, чем частицы NAT;

— в диапазоне температур 200—223 °К скорости гетерогенных реакций активации хлора на фоновом аэрозоле на 1,5—9 порядков величины меньше, чем скорость конкурирующей газофазной реакции между OH и HCl;

— в диапазоне 197—200 °К скорость активации хлора на аэрозолях выбросов Пинатубо может превышать характерные скорости газофазной активации в три раза.

5. Влияние электрического заряда на рост аэрозольных частиц

Рассмотрим влияние электрических зарядов на рост аэрозольных частиц при отсутствии интенсивного потока высокоэнергетических частиц в атмосфере. Известно, что требующий присутствия в атмосфере ядер конденсации (ядер Айткена) гетерогенный механизм конденсации водяного пара или других конденсирующихся газов, всегда более эффективен, чем гомогенный. Для роста частиц по этому механизму необходимо, чтобы интенсивность адсорбции молекул пара на поверхности частицы была больше интенсивности десорбции, то есть должны существовать силы эффективно препятствующие десорбции молекул пара (Ивлев, Довгалюк 2000).

Одним из возможных механизмов уменьшения интенсивности десорбции молекул пара является электростатическое взаимодействие молекул пара особенно легко поляризуемой молекулы воды с зарядом аэрозольной частицы (Русанов, Куни и др., 1979). Условие роста частицы выполняется, если упругость насыщения пара над частицей меньше, чем упругость пара в окружающей воздушной среде. При равновесном состоянии пара над заряженной каплей (аэрозольной частицей с водной оболочкой) относительная влажность f_o будет

выражаться уточненной формулой Дж. Томсона (Кельвина) в виде, полученном А.И.Русановым (Русанов, 1978):

$$f_0(a) = \frac{P_{нас}(a)}{P_\infty} = \exp \frac{1}{\rho_k T} \left[\frac{2\sigma(a)}{a} - \frac{1}{8\pi} \left(\frac{1}{\varepsilon^\beta} - \frac{1}{\varepsilon^\alpha} \right) \frac{q^2}{a^4} \right] \quad (8)$$

где ρ , M , σ , ε^α — плотность, молекулярный вес, удельное поверхностное натяжение и диэлектрическая постоянная воды; ε^β — диэлектрическая постоянная водяного пара a , $q=ze$ — радиус и заряд капли. При этом максимальное значение f_{0max} наблюдается при

$$a_{кр} = \sqrt[3]{\frac{q^2 \left(\frac{1}{\varepsilon^\beta} - \frac{1}{\varepsilon^\alpha} \right)}{4\pi\sigma}} \quad (8.1). \text{ Если радиус } a \text{ больше } a_{кр}, \text{ капля становится}$$

устойчивым зародышем при относительной влажности меньше 100%. Однако уже при начальных размерах частиц $a > 1 \cdot 10^{-5}$ см влияние заряда на изменение давления насыщенного пара над частицей становится пренебрежимо малым, а влияние увеличения заряда на размер устойчивого зародыша относительно слабое ($a_{кр} \cong q$). Поэтому, для роста частиц больших размеров более эффективны механизм уменьшения упругости насыщения над раствором — слабым электролитом (закон Рауля) (Ивлев, 1997), а также процессы перехода конденсата в другие химические (например, в сульфатное) или фазовые (лед) состояния с меньшей упругостью насыщения.

Конденсация на вогнутых поверхностях частиц, происходящая при меньших упругостях конденсирующегося пара, чем упругость насыщения над плоской поверхностью нами не рассматривается, так как она относительно слабо сказывается на площади поперечного сечения аэрозольных частиц, то есть почти не увеличивает рассеяние и ослабление солнечной радиации частицами, а в случае рыхлых конгломератов (фракталов) даже ведет к уменьшению их площади поперечного сечения.

Электрический заряд может также способствовать более эффективному коагуляционному росту частиц. Однако для реализации этого механизма необходимы относительно высокие концентрации

аэрозольных частиц. Для броуновской коагуляции время коагуляции по М. Смолуховскому $t_{\text{коаг}} \cong 10^{10} \text{ с} \cdot \text{см}^{-6} / N^2$. Соответственно в реальной атмосфере этот процесс становится существенным лишь при $N > 10^3 \text{ см}^{-3}$. Эффективности коагуляционного процесса способствует также полидисперсность аэрозолей (наличие гигантских частиц с $a > 1 \text{ мкм}$) и существование больших зарядов ($q > 10e$) на отдельных частицах. Расчеты показывают, что эффективные коэффициенты коагуляции разноименно заряженных частиц могут быть выше, и следовательно коагуляционное время жизни меньше, чем для незаряженных частиц на порядок и более ($t_{\text{коаг}} \cong 10^3 \div 10^2 \text{ с}$ при $N > 10^3 \text{ см}^{-3}$), а для одноименно заряженных близкими при больших отношениях величин зарядов к коэффициентам для незаряженных (Ивлев, Довгалюк, 2000).

Расчеты распределения электрических зарядов на аэрозольных частицах в невозмущенной высокоэнергетическими частицами атмосфере проводились в ряде работ (Twomey, 1977; Jaenicke, 1988; Клинго, 1991а). В частности, они выполнялись исходя из распределения по Больцману (Twomey, 1977; Jaenicke, 1988; Клинго, 1991а), с поправками на диффузионное заряджение частиц при известных, экспериментально измеренных концентрациях молекулярных ионов в воздушной среде (Jaenicke, 1988), а также с учетом движения ионов и частиц относительно друг друга (конвективные потоки и падение частиц). Во всех случаях вклад ударного механизма зарядки аэрозольных частиц пренебрежимо мал по сравнению с диффузионным. Стационарный электрический заряд на частице радиусом a в биполярно заряженной атмосфере по Ганну определяется как

$$q_0 = \frac{akt}{e} \ln \frac{n_+ D_+}{n_- D_-} \quad (8.2),$$

где n_{\pm} — концентрации молекулярных ионов, D_{\pm} — их коэффициенты диффузии.

Результаты расчетов доли заряженных аэрозольных частиц разных размеров в атмосфере по Больцману и формулам других

авторов, в частности, учитывающих более точно поток ионов на сферу в среде с длиной свободного пробега молекул, сравнимой и больше размера аэрозольной частицы, представлены на рис.1.

$$n_r(\pm p) = \frac{N_p}{N_o} = \exp\left(\frac{-p^2 e^2}{2kTa}\right) \quad (8.3)$$

Они свидетельствуют, что доля заряженных частиц в невозмущенной биполярной атмосфере с $a < 0,01$ мкм, имеющих практически только единичный заряд, мала ($n \leq 0,1$). Это объясняется тем, что напряженность электрического поля E вблизи поверхности частицы с радиусом $a = 10^{-6}$ см и единичным зарядом равна $1.4 \cdot 10^5$ В/см, а разряд в воздушной среде происходит при $E = 2.8 \cdot 10^4$ В/см.

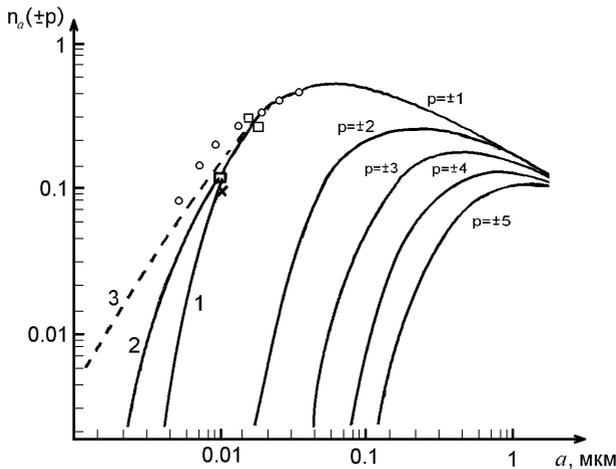


Рис.1. Доля заряженных частиц разных размеров $n_a(\pm p)$ с зарядом разной величины: 1 — расчет по Больцману, 2 — по Больцману—Кожиме, 3 — по Генгри.

Маркеры в виде кружков, квадратов и крестиков — экспериментальные данные разных авторов (Jaenicke R. 1988).

При этом электростатическая энергия такой частицы равна $1,1 \cdot 10^{-13}$ эрг, т. е. примерно вдвое выше кинетической энергии ее теплового движения. Поэтому частицы размеров $a < 0,01$ мкм в невозмущенной атмосфере не являются эффективными ядрами конденсации.

Большой заряд приобретают частицы больших размеров согласно приближенной формуле $N/N_0 = 10^3 \sqrt{a}$. Например, для частицы с $a = 5$ мкм в биполярной атмосфере $q_0 = 18e$, а в униполярной $q_0 = 84e$. В этом случае может происходить эффективный рост частиц в результате электростатической коагуляции. Учет влияния на зарядение частиц конвективного движения воздуха и скорости падения аэрозольных частиц приводит к значительному, на порядок и больше, увеличению приобретаемого частицей заряда, начиная с размеров $r > 1$ мкм. Максимальный стационарный заряд при этом

определяется по формуле $q_m = a^2 \frac{4kT}{e\lambda\pi} \cdot \frac{n_+^2 U_+^2 - n_-^2 U_-^2}{n_+^2 U_+^2 + n_-^2 U_-^2}$, где λ — длина

свободного пробега молекул, $u_{\pm} = e\lambda/2m_{\pm}$, c_{\pm} — тепловая скорость легких ионов. Характеристическое время достижения равновесия определяется как $t_0 = q_0/4\pi a e D_{\pm} n_{\pm}$ и имеет порядок величины 10^2 с.

Влияние заряда частицы на ее конденсационные свойства несимметрично относительно знака заряда из-за сильной поляризуемости молекулы воды. Водные капли и частицы с водной оболочкой в результате ориентирования молекул воды и образования ион-дипольного двойного слоя имеют на поверхности положительный поверхностный потенциал, вследствие чего энергия активации процесса конденсации на отрицательных центрах меньше, т. е. отрицательно заряженные капли растут быстрее (Русанов, Куни и др., 1979).

В работах В. В. Клинго (Клинго, 1991а, 1991б) исследовался вопрос гетерогенного зародышеобразования при наличии зарядов. Им было показано, что под влиянием заряда наблюдается увеличение температуры замерзания примерно на 20° , то есть в реальной атмосфере, начиная с высоты 5 км, на заряженных ядрах конденсации происходит образование кристаллов льда. Эффект действия заряда капли (аэрозольной частицы) на кристаллизацию обусловлен

увеличением пересыщения водяного пара у ее поверхности, уменьшением радиуса ледяного зародыша и работы его образования. Причем, скорость нуклеации существенно зависит от размера иона (напряженности его электрического поля).

6. Интенсивность ионообразования и концентрация ионов в атмосфере в отсутствии мощных потоков высокоэнергичных частиц космического происхождения

Локальная интенсивность ионообразования в атмосфере, определяемая как количество ионов в 1 см^3 , образующихся в секунду, для приземного слоя определяется ионизацией молекул газа фоновым космическим излучением, радиоактивным веществом в атмосфере и в почве, в основном, радоном и тороном. Концентрация радиоактивности вблизи поверхности земли этих элементов примерно одного порядка (10^{-16} — 10^{-15} Кюри·см⁻³), медленно уменьшаясь с высотой для радона (время жизни $\tau_{1/2}^{Ra} \approx 3,8$ суток) и быстро для торона ($\tau_{1/2}^{Th} \approx 54$ с). Вклад разных факторов в ионообразование вблизи земли следующий (Bricard, Pradel, 1966): при распаде радиоактивного вещества среднее количество образующихся пар ионов для моноэнергичной α частицы величина достаточно определенная и равна $2 \cdot 10^5$, для β и γ частиц эта величина примерно равна $2 \cdot 10^4$, т. е. на порядок меньше.

В фоновой атмосфере обнаруживается из продуктов распада торона, в основном, *ThB* ($\tau_{1/2} \approx 11$ час.) в концентрации $19 \cdot 10^{-4}$ атомов в см³, что одного порядка с концентрацией *RaA* ($\tau_{1/2} \approx 3$ мин.) — $39 \cdot 10^{-4}$ атомов в см³. Вблизи атомных центров наблюдается радиоактивное β и γ -излучения с интенсивностью $2 \cdot 10^{-18}$ Кюри/см³, что дает интенсивность ионообразования $3 \cdot 10^{-3}$ ион/см³·с.

В тропосфере с высотой увеличивается вклад ионизации молекул воздуха космическими лучами и резко уменьшается вклад радиоактивных субстанций, особенно почвенного происхождения.

Так как водная поверхность практически не эмитирует радиоактивные вещества, то скорость ионообразования над океаном

ниже, чем над материками. До высоты примерно 8—10 км средняя интенсивность ионообразования в фоновых атмосферных условиях принимается равной $10 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$.

Для средней атмосферы интенсивность ионизации полностью определяется галактическими космическими лучами.

На высоте стратосферного аэрозольного слоя глобально осредненная скорость ионизации слоя I_c будет порядка $0,01 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, различаясь для летнего и зимнего сезонов примерно в 5 раз (выше для зимы). Для всей толщи атмосферы глобально осредненные скорости ионизации в работе (Пулинец и др., 1998) определены, как $9,3 \cdot 10^2 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ для зимы и $1,6 \cdot 10^2 \text{ см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$ для лета.

Существует также широтная зависимость интенсивности ионообразования, обусловленная широтным ходом интенсивности космических лучей — увеличение интенсивности ионообразования с широтой.

Интенсивность ионообразования в тропосфере может заметно возрасти при выбросе радиоактивного материала природного происхождения перед землетрясением и во время извержений вулканов эруптивного типа. Например, по оценкам в работе (Пулинец и др., 1998) выход радона перед землетрясением может вызвать ионообразование с интенсивностью порядка $7,6 \cdot 10^3 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$, т.е. на три порядка выше фонового значения.

При серьезных авариях на атомных станциях интенсивность ионообразования может быть еще выше. Например, в 30-километровой зоне отчуждения Чернобыльской атомной электростанции в период аварии интенсивность ионообразования в слое 50—100 м была 10^5 — $10^6 \text{ см}^{-3} \cdot \text{с}^{-1}$ (Смирнов, 1992).

Экспериментальные исследования концентрации и химического состава атмосферных ионов свидетельствуют о том, что большинство ионов содержит 10-20 молекул воды, а их концентрация в тропосфере варьирует в пределах $n_{\pm} = 10^2$ — 10^4 см^{-3} от 300—500 см^{-3} на уровне земли до $(1$ — $2) \cdot 10^4 \text{ см}^{-3}$ в диапазоне высот 8—30 км (рис. 2). Причем отношение положительно заряженных атмосферных ионов к отрицательно заряженным в фоновых условиях близко к 1,2.

В диапазоне высот 8—30 км с помощью аэростатных масс-спектрометрических измерений были идентифицированы следующие

ионы: $\text{H}^+(\text{H}_2\text{O})_m$, $\text{H}^+(\text{CH}_3\text{CN})_n(\text{H}_2\text{O})_m$, $\text{NO}_3^-(\text{HNO}_3)_n$, HSO_4^-
 $(\text{H}_2\text{SO}_4)_n(\text{HNO}_3)_n$.

В диапазоне высот 30—50 км ионы $\text{H}^+(\text{H}_2\text{SO}_4)_n(\text{H}_2\text{O})_m$ по С. Арнольду (Arnold, 1984), способны образовывать устойчивые ядра нуклеации.

Концентрация ионов в атмосфере лимитируется как интенсивностью ионообразования, так и интенсивностью рекомбинационных процессов, временем их жизни в атмосфере τ_i . Время жизни ионов, определяемое рекомбинацией противоположно заряженных ионов, можно оценить по формуле $\tau_i = (\alpha_i \cdot N_i)^{-1}$, где $\alpha_i = 1,6 \cdot 10^{-6} \text{ см}^3 \text{ с}^{-1}$ — коэффициент рекомбинации ионов для легких ионов с единичным зарядом. Время жизни легких ионов, определяемое их захватом аэрозольными частицами лимитируется их потоком и дальнейшей аккомодацией на поверхности аэрозольных частиц.

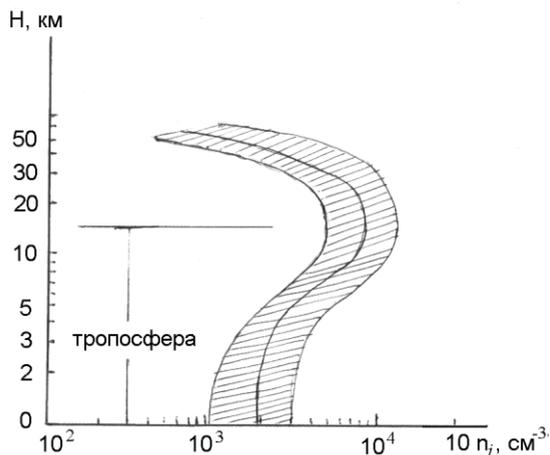


Рис. 2. Модельный вертикальный профиль концентрации легких ионов по (Arnold, 1984).

Не останавливаясь на уравнениях, описывающих эти потоки, зависящие от диффузионных процессов, электростатических сил, упорядоченных движений воздуха и физико-химических свойств поверхности аэрозольных частиц, отметим, что важнейшим фактором в эффективности захвата ионов аэрозольными частицами является

интегральная поверхность последних: $S_a = 4\pi \int_0^{\infty} \frac{dN}{dr} r^2 dr$, варьирующая от $10^{-9} \text{ см}^2/\text{см}^3$ для фоновых условий в тропосфере и стратосфере до $10^{-4} \text{ см}^2/\text{см}^3$ при пыльных бурях и вулканических извержениях. Оценки коэффициентов захвата ионов аэрозольными частицами разных размеров β были сделаны в работах Брикара (Bricard, Pradel, 1966) для аэрозольных частиц размеров от $a = 10^{-7} \text{ см}$ до $a = 10^{-5} \text{ см}$. Для $a \geq 2 \cdot 10^{-7} \text{ см}$ зависимость β_a от a практически линейна: $\beta_a = c\beta_0 a$, где β_0 порядка $0,6 \cdot 10^{-6} \text{ см}^{-3} \text{ с}^{-1}$ для $a = 2 \cdot 10^{-7} \text{ см}$. Очень сильна зависимость коэффициента захвата ионов от размера частиц, заряженных противоположным знаком. Отношение β для заряженной частицы к β_0 незаряженной меняется от 1 для $a = 2 \cdot 10^{-5} \text{ см}$ до 20 для $a = 0,6 \cdot 10^{-6} \text{ см}$. Использование этих расчетов для реальных атмосферных условий достаточно затруднено из-за большего разнообразия атмосферных условий, полидисперсности и сложной микроструктуры аэрозолей.

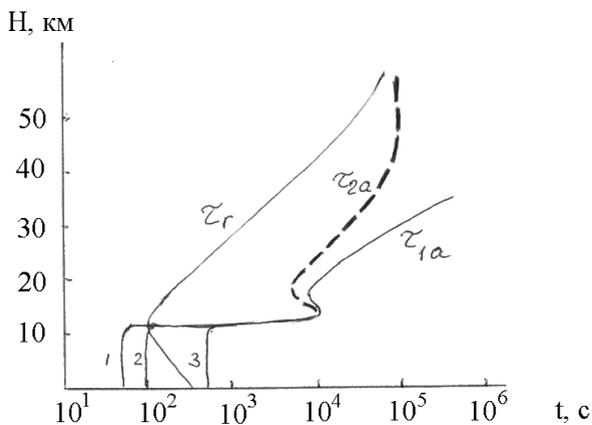


Рис. 3. Времена жизни τ_i легких ионов для разных внешних условий по (Arnold, 1984).

В тропосфере до высоты 10 км время жизни ионов варьирует от 50 до 500 секунд, а на больших высотах существенно увеличивается из-за уменьшения концентрации ионов и аэрозольных частиц.

Рассчитанные в работах С. Арнольда (Arnold, 1984) для модельных значений концентраций ионов и аэрозолей времена жизни τ_r без аэрозолей и τ_a приведены на рис.3. Значения τ_{1a} получены для фоновой аэрозольной модели, а τ_{2a} — модели с метеоритным потоком; 1,2,3 — разные степени загрязненности тропосферы.

7. Структурные характеристики атмосферных аэрозолей

Вертикальные профили концентрации и дисперсности атмосферных аэрозолей измерялись с помощью аэростатных фотоэлектрических счетчиков, импакторов и счетчиков ядер конденсации (Rosen, Hofmann, Laby, 1975; Ивлев, Пивоварова, 2011; Turko, Whitten, Toon, 1982; Mossop, 1965; Ивлев и др., 1989), а также самолетными и ракетными импакторами (Nipple E. Et al., 1980; Облака и облачная атмосфера, 1989).

Для высоких широт измерения единичны. Наибольший массив данных по вертикальному профилю счетной концентрации частиц с размерами $a > 0.15$ мкм получен Дж. Розеном (Rosen, Hofmann, Laby, 1975). Дисперсность аэрозольных частиц методом электронно-микроскопического анализа импакторных проб исследовалась Л. С. Ивлевым с сотрудниками (Ивлев, Пивоварова, 2011; Ивлев и др., 1989). На рис.4 представлены средние по наблюдениям 1980—1988 гг. данные по дисперсности аэрозольных частиц в верхней тропосфере и стратосфере. Представлены данные относительных распределений по размерам dN/da и по объемам $dV/da = \frac{4}{3}\pi a^3 dN/da$ для нескольких высот.

Следует отметить, что функция dV/da наглядно иллюстрирует процессы образования и эволюции дисперсных образований: для стационарного переноса аэрозольного вещества из мелкодисперсного состояния в состояние более крупных частиц функция постоянна; при истощении более крупных частиц из-за быстрого стока при недостаточном притоке мелких частиц, либо при возникновении мощного источника частиц, когда процесс не установился, наблюдается спад функции в сторону более крупных частиц, и,

наконец, при слабом стоке более крупных частиц по сравнению с притоком наблюдается рост функции с размером частиц. Следовательно, каждый максимум соответствует аэрозольной моде определенного происхождения, сдвигающейся со временем в сторону больших размеров, размываемой из-за коагуляционного взаимодействия с другими модами.

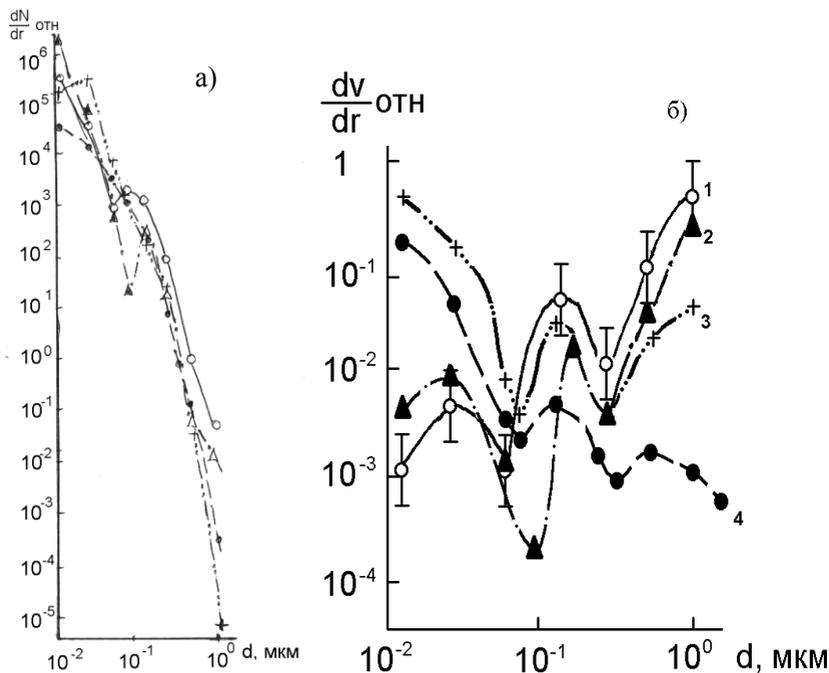


Рис. 4. Усредненные относительные счетные dN/da (а) и объемные (б) распределения аэрозольных частиц по размерам $dv/dr = \frac{4}{3}\pi a^3 dN/da$ на разных высотах по измерениям 1982—1988 гг.: 1 — $h \approx 8$ км, 2 — $h \approx 16,5$ км, 3 — $h \approx 25$ км, 4 — $h \approx 30$ км.

На рисунке отчетливо выделяется многомодальный характер распределения: 1-я мода с максимумом с области от $1 \cdot 10^{-2}$ мкм до $7 \cdot 10^{-2}$ мкм, 2-я мода с максимумом в области от $2 \cdot 10^{-1}$ мкм до

$4 \cdot 10^{-1}$ мкм и 3-я мода с максимумом от 0,5 мкм до 1 мкм. Частицы с размерами $d < 5 \cdot 10^{-3}$ мкм не анализировались из-за ненадежности данных (неопределенность коэффициента осаждения, коагуляция частиц при заборе пробы и их пребывании на подложке).

Модель вертикальной структуры аэрозолей по данным аэростатных фотоэлектрических счетчиков и счетчиков ядер конденсации для фоновых и поствулканических условий в диапазоне высот 8—30 км представлена на рис.5.

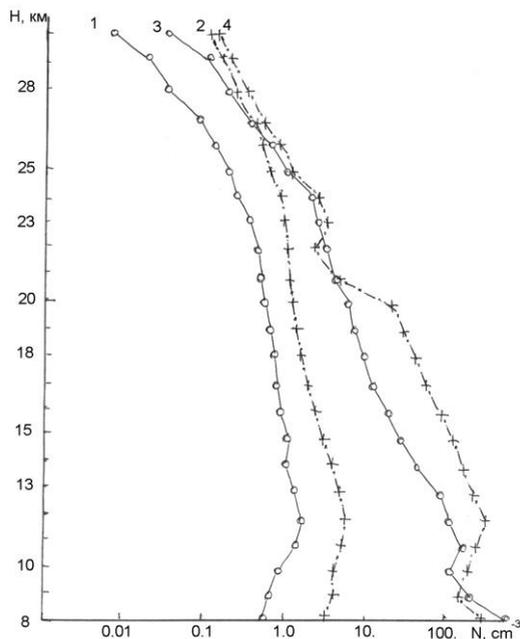


Рис. 5. Модельные вертикальные профили счетной концентрации N_{as} , см⁻³ (1,3) и $N(r > 0,15$ мкм), см⁻³ (2,4) для фоновой и поствулканической атмосфер.

Отметим, что для поствулканических условий примерно через 6 месяцев после извержения, типа извержения вулкана Эль-Чичон 1982 г., заметно увеличена концентрация больших аэрозольных частиц на всех высотах и несколько уменьшена концентрация ядер Айткена. Вероятно, наблюдается коагуляционное вымывание ядер

Айткена продуктами вулканического извержения и их образование из газообразных продуктов вулканического извержения на больших высотах ($H > 22$ км).

В реальной атмосфере пространственная структура аэрозолей может быть достаточно далека от представленной на рис. 5, особенно во время мощных выбросов пылевой материи (вулканы, метеориты, взрывы и т.п.). Спорадические аэрозольные и облачные слои на разных высотах образуются, когда в атмосфере возникают температурные изотермии и инверсии, препятствующие вертикальному обмену воздушных масс, а также при адвективном смещении воздушных масс.

8. Термодинамические характеристики тропосферы и стратосферы

Характеристиками, определяющими образование аэрозольно-облачных систем в результате фазовых переходов воды и других легкоконденсирующихся газов, коагуляционных процессов и накопления дисперсного вещества при ослаблении процессов массообмена в вертикальном направлении являются температура и температурная стратификация атмосферы, поля влажности и ветровые характеристики.

Среднее модельное значение температуры в диапазоне высот 11—25 км примерно равно 217 °К и повышается с уменьшением высоты от 11 до 8 км с градиентом $\gamma = dT/dH = 6\div 7$ градусов/км, а с увеличением высоты $H > 25$ км с градиентом $\gamma = 2,5\div 3,0$ град/км. Экспериментальные данные по вертикальным профилям относительной влажности свидетельствуют о том, что атмосфера с высот $H > 8$ км сухая ($f < 20\%$), однако случаи резкого повышения влажности, а также содержания паров других газов, в частности, легкоконденсирующихся в отдельных слоях атмосферы не единичны (Ивлев и др., 1989) (см. рис. 6).

Условия возникновения конденсационного или сублимационного процессов можно оценить исходя из значений влажноадиабатического

γ_{la} , (когда воздушный элемент уносит с собой сконденсировавшуюся влагу с ее запасом тепла) и псевдоадиабатического γ_{na} градиентов температуры, (когда весь конденсат выпадает из рассматриваемого воздушного элемента) (Ивлев и др., 1989).

При градиентах температуры в атмосфере больше влажноадиабатического γ_{ba} восходящий поток будет приводить к фазовым переходам воды.

В табл. 1 приведены значения псевдоадиабатического градиента в зависимости от температуры T и давления p (высоты H). Отличие его от влажноадиабатического невелико $\Delta\gamma \leq 0,1$ град/км.

При градиентах температуры γ меньших γ_{na} затрудняются процессы внутриадиабатического перемешивания, в том числе фазовые переходы воды, но появляются условия накопления аэрозольного вещества, возникновения аэрозольно-облачных слоев.

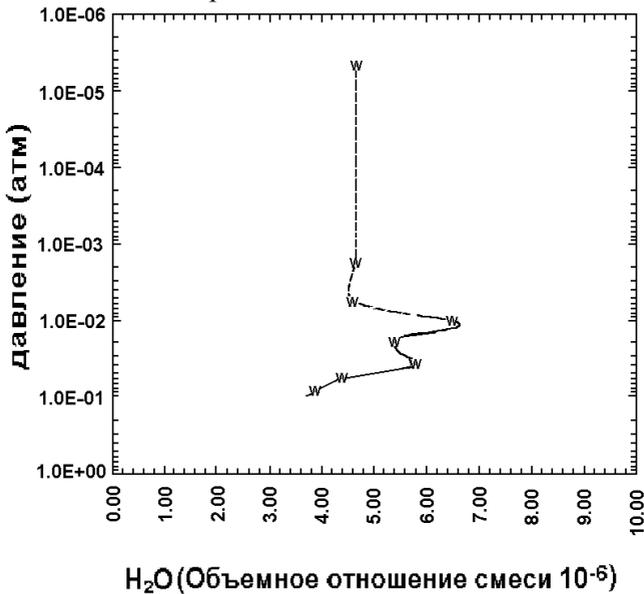


Рис. 6. Вертикальные профили объемных отношений смеси водяного пара (W).

Наибольшие градиенты температуры наблюдаются под тропопаузой (на высотах 8—12 км, особенно в летний период). Скорости ветра в средних широтах за счет температурных контрастов увеличиваются с высотой вплоть до тропопаузы, причем в средней тропосфере образуются узкие зоны больших скоростей западного (в северном полушарии) ветра, достигающего нескольких сотен километров в час — струйные течения. Эти направленные движения нарушаются волновыми процессами, что приводит к формированию крупномасштабных вихрей центрированных в диапазоне высот 8—12 км.

Таблица 1

Градиент температуры γ_{na} по И.П.Мазину (К/км)

P(гПа)	T °C								
	40	30	20	10	0	-10	-20	-30	-40
	<i>при конденсации</i>								
1000	2,80	3,40	4,22	5,26	6,46	7,62	8,54	9,13	9,39
800	2,61	3,14	3,86	4,83	6,02	7,62	8,29	8,99	9,31
600	2,40	2,84	3,46	4,31	5,44	6,74	7,92	8,78	9,18
400	2,19	2,52	2,99	3,67	4,65	5,94	7,29	8,38	8,93
200	1,96	2,17	2,45	2,86	3,52	4,57	5,97	7,41	8,26
	<i>при сублимации</i>								
800	—	—	—	—	6,02	7,26	8,20	8,99	9,71
400	—	—	—	—	4,65	5,94	7,29	8,38	8,03

9. Образование электрического заряда на аэрозольной частице

При ионосферных возмущениях в атмосферу Земли проникают высокоэнергетические солнечные протоны с энергией до 1000 МэВ и выше, в частности СКЛ. В разработанной ранее модели релаксации потока высокоэнергетических частиц (Русанов и др., 1979) получена формула, связывающая энергию первичных протонов E_{p0} и остаточную длину свободного пробега ξ_m

$$\xi_m = \frac{3E_{p0}^2}{2Q_0^p \ln(E_{p0}/E_i) (\ln(E_{e0}/E_i))^{1,4}} \quad (9)$$

где Q_0^p — константа в сечении процесса неупругих потерь протонов (ее расчет приведен в работе (Garcia, Solomon, 1994), E_i — энергия ионизации атмосферных молекул (принималась равной

15 эВ), $E_{e0} = 4 \frac{m_e}{m_p} E_{p0}$ (m_e и m_p — массы электрона и протона

соответственно). Как видно из расчетов для проникновения потока до высоты 10 км энергия E_{p0} первичного протона должна быть более 800 МэВ. Влияние магнитного поля увеличивает эту энергию приблизительно в $\sqrt{\text{cosec}(\varphi)}$ раз (φ — угол между направлением потока и вектора магнитной индукции).

Прохождение потока быстрых протонов в атмосфере сопровождается не только энергетической деградацией первичного пучка, но также изменением его состава. Первичный поток становится сложной системой протонов (p) и образовавшихся в процессе его взаимодействия с молекулами среды других компонент, из которых главными являются атомы водорода (**H**) и электроны (e). Для решения поставленной задачи необходимо совместное решение системы кинетических уравнений с целью нахождения функций распределения частиц образовавшегося потока по скоростям (\vec{v}) и координатам (\vec{r}) для каждой компоненты. Изложение методики решения системы уравнений приведено в работах (Хворостовский, Зеленкова, 1997а, б). Показано, что вблизи конца остаточного пробега основным компонентом потока являются вторичные электроны.

Функция распределения вторичных электронов по энергии имеет следующий вид (Solomon et. al., 1982):

$$f_e = \frac{I_0(E_{p0})m_e^2}{4\pi EQ_e(E)} \Phi[E(\xi)] \frac{C}{E + E_i}. \quad (9.1)$$

где $I_0(E_{p0})$ — поток первичных протонов в единичном интервале энергий (в качестве такового брались результаты спутниковых

измерений на высотах $h_m \approx 300—500$ км), $E(\xi) = E_{p0} \left[1 - \left(\frac{\xi}{\xi_m} \right)^{4/3} \right]^{1/2}$,

$\xi = \int_h^{h_m} N_M(h') dh'$, $N_M(h)$ — концентрация молекул на высоте h ,

$\Phi[E(\xi)] \cong \frac{Q_0^p [E(\xi)] \ln[E(\xi)/E_i]}{E(\xi)}$, константа C приблизительно равна числу

e , $Q_e(E)$ — сечение торможения электрона.

Заряд на аэрозольной частице может появиться за счет следующих процессов: 1) непосредственная ударная ионизация аэрозольной частицы при столкновении ее с частицами одной из компонент потока; 2) ионизация атмосферных молекул и прилипание образовавшихся ионов в процессе диффузии к поверхности аэрозольной частицы.

Скорость ионообразования при столкновении электрона с молекулой рассчитывается по формуле

$$z_i = \frac{8\pi N}{m_e^2} \int_{E_i}^{E_{e0}} E S_i f_e(E, \xi) dE, \quad (9.2)$$

где $S_i(E)$ — сечение процесса прямой ионизации частицы электронным ударом для аэрозольной частицы $S_i^a(E) = S_0$, где S_0 — геометрическая площадь её поперечного сечения (если частица имеет форму шара радиуса a , то $S_0 = \pi a^2$). Сечение процесса ионизации атмосферных молекул определяется по формуле

$$S_i^m(E) = \frac{Q_0^e \ln(E/E_i)}{E_i E} \left(1 - \frac{E}{E_i} \right), \quad (9.3)$$

где Q_0^e — коэффициент, определяемый таким образом, чтобы сечение ионизации, рассчитываемое по формуле, наилучшим образом совпадало с экспериментально измеренным.

Из этих формул получаем скорость ионизации аэрозольных частиц

$$z_i^a = 2C \frac{I_0 N_1 S_0 Q_0^p E_{e0} \ln \left[\frac{E_{p0}}{E_i} (1 - X^{4/3})^{1/2} \right]}{Q_0^e E_{p0} (1 - X^{4/3})^{1/2} \left(\ln \left(\frac{E_{e0}}{E_i} \right) \right)}, \quad (9.4)$$

где N_1 — счетная концентрация аэрозольных частиц, N_{1a} — величина, рассчитываемая из уравнения

$$\int_{E_i}^{E_{e0}-2E_i} \frac{dE}{\ln\left(\frac{E}{E_i}\right)\ln\left(\frac{E_{e0}-E}{E_i}\right)} = \frac{E_{e0}}{\left(\ln\left(\frac{E_{e0}}{E_i}\right)\right)^{n_1}}$$

Полагая, что

1) аэрозольные частицы имеют распределение по размерам $n(a)$, и их счетная концентрация $N_1 = \int_0^\infty n(a)da$, можно рассчитать

$$\text{произведение } N_1 S_0 = \pi \int_0^\infty n(a)a^2 da;$$

2) в рамках модели имеет место приближенное равенство $Q_0^p \approx \frac{m_p}{m_e} Q_0^e$ и, следовательно $\frac{Q_0^p E_{e0}}{Q_0^e E_{p0}} \cong 4$.

$$\text{Тогда } z_i^a = 8C \frac{I_0 N_1 S_0 \ln\left[\frac{E_{p0}}{E_i} (1 - X^{4/3})^{1/2}\right]}{(1 - X^{4/3})^{1/2} \left(\ln\left(\frac{E_{e0}}{E_i}\right)\right)^{n_1}} \quad (9.5).$$

Скорость процесса ионообразования при столкновении электронов с молекулами атмосферы рассчитывается по формуле

$$z_i^m = 2C \frac{I_0 N_M Q_0^p [E(\xi)] \ln\left[\frac{E_{p0}}{E_i}\right] \left(\ln\left(\frac{E_{e0}}{E_i}\right)\right)^{n_2}}{E_i E_{p0}} \quad (9.6)$$

где N_M — концентрация атмосферных молекул. Учитывая, что сечения ионизации молекул азота и кислорода близки по величине, а сечение

ионизации атомарного кислорода приблизительно в два раза меньше, величина N_M равна $N = [N_2] + [O_2] + \frac{1}{2}[O]$. В рассматриваемых условиях можно считать, что $Q_0^p[E(\xi)] \cong Q_0^p = \text{const}$.

Следует отметить, что величины z_i^a и z_i^m рассчитаны в предположении, что первичный поток протонов является моноэнергетическим. В реальных условиях величина I_0 зависит от E_{p0} и в этом случае суммарную скорость ионизации (ионообразования) на высоте h можно рассчитать по общей формуле

$Z_i(h) = \int_{E_m}^{\infty} z_i(E_{p0}) dE_{p0}$, где величина E_m рассчитывается из уравнения, полученного при условии, что $E_{p0} = E_m$, $\xi_m = \xi(h)$.

$$\xi(h) = \frac{3E_m^2}{2Q_0^p \ln\left(\frac{E_m}{E_i}\right) \left[\ln\left(\frac{4m_e E_m}{m_p E_i}\right) \right]^{1,4}},$$

Окончательно имеем:

$$Z_i^a = 8CN_1 S_0 \int_{E_m}^{\infty} \frac{I_0(E_{p0}) \ln\left[\frac{E_{p0}}{E_i} \left[1 - \left(\frac{\xi(h)}{\xi_m} \right)^{4/3} \right]^{1/2} \right]}{\left[1 - \left(\frac{\xi(h)}{\xi_m} \right)^{4/3} \right]^{1/2} \left[\ln\left(\frac{4m_e E_{p0}}{m_p E_i} \right) \right]^{n_1}} dE_{p0} \quad (9.7),$$

$$Z_i^m = \frac{2CNQ_0^p}{E_i} \int_{E_m}^{\infty} \frac{I_0(E_{p0}) \ln \left[\frac{E_{p0}}{E_i} \left[1 - \left(\frac{\xi(h)}{\xi_m} \right)^{4/3} \right]^{1/2} \right] \left[\ln \left(\frac{4m_e E_{p0}}{m_p E_i} \right) \right]^{n_2} dE_{p0}}{\left[1 - \left(\frac{\xi(h)}{\xi_m} \right)^{4/3} \right]^{1/2} E_{p0}}, \quad (9.8)$$

Для энергии первичных протонов, превышающей 200 МэВ дифференциальный энергетический спектр первичного потока приближенно можно представить в виде $I_0(E_{p0}) = \frac{I_0}{(E_{p0})^\gamma}$.

Учитывая вышеизложенное, получаем:

$$Z_i^a = 8CN_i q_0 \beta_a \frac{\ln \left(\frac{E_m}{E_i} \right)}{\left[\ln \left(\frac{4m_e E_m}{m_p E_i} \right) \right]^{n_1}} \frac{I_0(E_m) E_m}{\gamma - 1}, \quad (9.9)$$

$$Z_i^m = 2CN \frac{Q_0^p \ln \left(\frac{E_m}{E_i} \right) \left[\ln \left(\frac{4m_e E_m}{m_p E_i} \right) \right]^{n_2}}{E_i E_m} \beta_m \frac{I_0(E_m) E_m}{\gamma}, \quad (9.10)$$

где коэффициенты β_a и β_m рассчитывались численно и близки к единице.

Уравнения баланса заряженных частиц (заряженных аэрозольных частиц и молекулярных ионов) имеют вид

$$\frac{dN_{1a}}{dt} = Z_i^a + \frac{N_i}{\tau_d}, \quad (10)$$

$$\frac{dN_i}{dt} = Z_i^m - \alpha N_i^2 - \frac{N_i}{\tau_d}, \quad (11)$$

где α — коэффициент потерь (эффективный коэффициент рекомбинации), τ_d — среднее время диффузии молекулярных ионов к поверхности аэрозольной частицы. В рассматриваемых условиях величина коэффициента потерь много больше эффективного коэффициента рекомбинации и концентрации положительных и отрицательных ионов можно считать равными ($N_i=N_+=N_-$).

Величину τ_d можно приближенно рассчитать по формуле $\tau_d = \frac{4l^2}{D}$, где

l — среднее расстояние между аэрозольными частицами и $l = N_1^{-1/3}$, D — коэффициент диффузии молекулярных ионов, предполагалось, что он приближенно равен коэффициенту молекулярной диффузии и

его можно рассчитать по формуле $D = \frac{1}{3NS_{tr}} \sqrt{\frac{3RT}{\mu}}$, где R —

универсальная газовая постоянная, T — температура атмосферы, μ — средняя молярная масса, S_{tr} — транспортное сечение упругих соударений молекул.

Следует отметить, что приведенная система уравнений справедлива лишь для диапазона времен, когда концентрация n_i является стационарной, а равновесное значение n_i еще не достигнуто и происходит увеличение количества аэрозольных частиц, несущих заряд (предполагается, что время нуклеации велико). При этом предположении уравнение (11) примет вид

$$Z_i^m - \alpha n_i^2 - \frac{n_i}{\tau_d} = 0 . \quad (11.1)$$

Решая уравнение (11) получаем величину стационарной концентрации молекулярных ионов

$$N_i = \frac{1}{2\alpha\tau_d} \left(\sqrt{1 + 4\alpha\tau_d^2 Z_i^m} - 1 \right) \quad (12)$$

После ряда преобразований и интегрирования получаем

$$N_1 = \left[Z_i^a + \frac{1}{2\alpha\tau_d^2} \left(\sqrt{1 + 4\alpha\tau_d^2 Z_i^m} - 1 \right) \right] t . \quad (13)$$

Из полученного уравнения можно рассчитать среднее время, за которое в единице объема образуется одна заряженная аэрозольная частица

$$t_{cp} = \left[Z_i^a + \frac{1}{2\alpha\tau_d^2} \left(\sqrt{1 + 4\alpha\tau_d^2 Z_i^m} - 1 \right) \right]^{-1}. \quad (14)$$

Следует отметить, что даже при максимальной оценке величины $N_1 \approx 1000 \text{ см}^{-3}$ выполняется неравенство $Z_i^a \ll Z_i^m$, а также учитывая $\alpha\tau_d^2 Z_i^m \ll 1$, получаем $t_{cp} = \frac{2}{Z_i^m}$.

Очевидно, что при сделанных выше предположениях, большинство аэрозольных частиц приобретет заряд, если время действия потока $T \gg t_{cp}$.

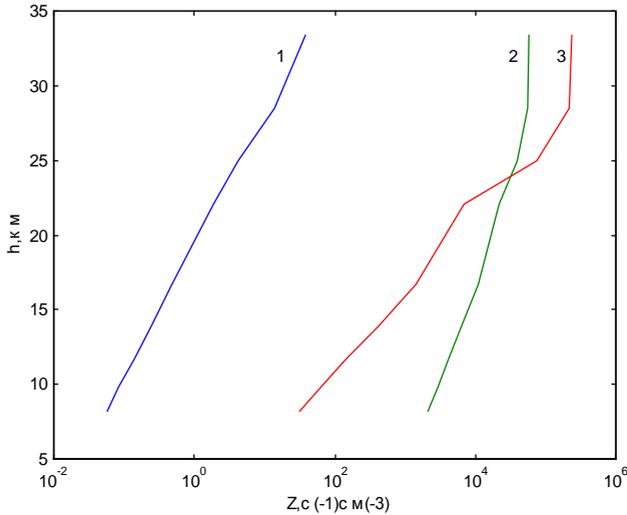


Рис. 7. Высотное распределение скорости ионообразования (Z_i^m) для событий 13 июля 1982 г. — кривая 1; 16 июля 1959 г. — кривая 2; 4 августа 1972 г. — кривая 3.

В выражении

$$Z_i^m = \frac{3C\beta_m N(h)}{E_i \xi(h)} \left\{ \frac{I_0(E_m) E_m^2}{\gamma \left[\ln \left(\frac{4m_e E_m}{m_p E_i} \right) \right]^{1,4-n_2}} \right\} \quad (11.2)$$

зависимость скорости ионообразования от высоты содержится только в фигурных скобках и связана аналитической зависимостью с видом энергетического спектра. Результаты расчета величины Z^m приведены на рис.7. Как видно из рисунка, образование заряженных аэрозольных частиц на высоте 8—10 км происходит достаточно быстро не для всех случаев. Обращает на себя внимание то, что для самого мощного потока (наибольшая интегральная энергия потока) образование заряженных аэрозолей происходит медленно (среднее время порядка 10 с), в то время как для второго и третьего спектра это время составляет 10^{-3} и 10^{-2} с соответственно.

10. Микроструктура и оптические свойства аэрозольных частиц при интенсивном выпадении высокоэнергетических частиц

В квазистационарном равновесии аэрозольных частиц и ионов в атмосфере при отсутствии потока космических лучей и низкой относительной влажности ($f \leq 20$ %) концентрация заряженных, в основном, единичным зарядом, аэрозольных частиц не превышает 300 см^{-3} для ядер Айткена и $0,5 \text{ см}^{-3}$ для больших аэрозольных частиц ($a \geq 0,1$ мкм) на высотах 8,0—15 км. Увеличение размеров частиц за счет влияния электрического заряда на диффузионный приток водяного пара (или сернистого газа) происходит только для частиц с $a < 0,05$ мкм. Причем время роста частицы с размера $a_0 \approx 0,01$ мкм до $a_0 \approx 0,02$ мкм порядка 10^5 секунд. Изменение коэффициента аэрозольного ослабления в видимой области спектра по сравнению с аэрозольной системой из незаряженных частиц, за счет этого процесса

не более 10^{-4} км^{-1} . Полагая эффективную толщину этого аэрозольного слоя равной 5 км, получим изменение оптической толщины $\Delta\tau_a \leq 5 \cdot 10^{-4}$.

Высыпание высокоэнергетических частиц приводит к зарядению практически всех аэрозольных частиц, причем величины приобретаемых аэрозольными частицами зарядов превышают полученные ими в невозмущенной космическими лучами атмосфере. Это увеличивает интенсивность потока молекул пара на заряженную частицу (возрастает эффективный радиус сферы).

Согласно формуле (1) влияние этого эффекта будет сказываться только на росте аэрозольных частиц до $a \approx 2\text{—}5 \cdot 10^{-2}$ мкм, что даст при зарядении всех присутствующих на высотах 8,0—15.0 км фоновых аэрозольных частиц космическими частицами максимальное увеличение оптической толщины $\Delta\tau_a \approx 1,5 \cdot 10^{-3}$. Этого недостаточно для объяснения эффекта уверенно наблюдавшегося рядом авторов, в частности, (Веретененко, Ивлев, 2011; Кондратьев, Никольский, 1982; Пудовкин, Распопов, 1992, Ролдугин, Вашенюк, 1994).

Увеличение эффективности коагуляции заряженных аэрозольных частиц может существенно сказаться на возрастании оптической аэрозольной толщины, если их начальная концентрация будет существенно выше фоновой ($N_a > 10^3 \text{ см}^{-3}$) и частицы будут полидисперсны ($a_{i \max}/a_{j \min} \gg 1$). Тогда характерное время коагуляции $\tau_{\text{коаг}}$ окажется порядка 10^4 с и менее и будет наблюдаться увеличение аэрозольной оптической толщины τ_a слоя на $\Delta\tau_a \approx 5 \cdot 10^{-3}\text{—}2 \cdot 10^{-2}$, т.е. по величине близко к наблюдаемому эффекту.

Очевидно, наиболее сильные увеличения размеров аэрозольных частиц будут наблюдаться при повышенной относительной влажности воздуха, наличии паров конденсирующихся газов, химически трансформирующихся в конденсат (окислы и серы и азота). Такие условия реализуются после вулканических извержений эруптивного типа.

Существенное возрастание концентрации заряженных аэрозолей может происходить также при взаимодействии высокоэнергичных частиц с большими и гигантскими аэрозольными частицами. В этом случае, для частиц с $a > 0.1$ мкм заряд может достигать $100e$ и более.

Экспериментально образование кристаллических зародышей при бомбардировке аэрозольных частиц высокоэнергетическими заряженными частицами, что увеличивает количество аэрозольных частиц на порядок и более, моделировалось Е. Г. Авдиевым для условий мезосферы (Авдиев, Боголюбов, 1990). Можно предполагать, что аналогичный процесс происходит и на меньших высотах в верхней тропосфере.

При этом происходит кристаллизационный рост частиц с перекачкой водяного пара с жидких капель (Pruppacher, Klett, 1978) на ледяные зародыши при температурах выше температуры замерзания на 20 °С (Клинго, 1991а, б).

Из этого можно сделать вывод, что зарядение аэрозольных частиц в верхней тропосфере и стратосфере приводит к образованию и росту ледяной оболочки. Наиболее эффективно этот процесс происходит для частиц с $a < 0.1$ мкм (Bricard, Pradel, 1966)

Заключение

Проведённый выше обзор процессов роста аэрозолей верхней тропосферы и стратосферы позволяет сделать некоторые выводы об эффективности ряда факторов на интенсивность их возникновения и роста. Предлагается модель следующих механизмов: 1) аэрозольные частицы приобретают заряд в результате воздействия космических лучей и коротковолнового солнечного излучения, что приводит к уменьшению критического размера частиц, на которых происходит конденсация водяного пара и других газов, 2) ионизация газовых молекул приводит в результате гетерогенных химических реакций к образованию «атмосферных ядер конденсации». Раздельно рассматривается большинство факторов, влияющих на атмосферные процессы нуклеации.

Очевидно, что неопределенность и разнообразие условий, реализующихся в атмосфере, требуют дальнейшего рассмотрения и расчетов образования и трансформации аэрозольной микроструктуры для упрощенных модельных случаев.

В обзоре не рассматривались ридберговские состояния молекул в атмосфере, которые могут внести существенную поправку в интенсивность образования нуклеационных центров.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдиев В. Г., Боголюбов Г. М. (1990). Механизм образования заряженных кластеров воды $\text{H}^+(\text{H}_2\text{O})$ и $(\text{H}_2\text{D})^+$ из льда под действием быстрых электронов // Геомагнетизм и аэрномия. Т. 30. № 3. С. 463—468.

Авдиев Е. Г., Боголюбов Г. М., Ивлев Л. С. (1982). О возможности образования заряженных кластеров воды из кристаллов льда в мезосферных облаках. / В сб.: Тезисы докладов IV Всесоюз. конф. по аэрозолю. — Ереван. С. 82.

Веретененко С. В., Ивлев Л. С. (2011). Некоторые результаты исследований стратосферных аэрозолей. / В сб.: Труды VII международной конференции «Естественные и антропогенные аэрозоли.» 28.09—1.10.2010 г. — СПб.: СПбГУ. С. 443—447.

Ивлев Л. С. (1997) Гетерогенная химия нижней атмосферы. / В сб. «Физика и химия атмосферных аэрозолей». Вып. 20. — СПб: СПбГУ С. 54—80.

Ивлев Л. С., Довгалюк Ю. А. (2000) Физика атмосферных аэрозольных систем — СПб: НИИХ СПбГУ. 256 с.

Ивлев Л. С., Жуков В. М., Кудряшов В. И. Погорский С. Н. (1989). Исследование микроструктуры и химического состава стратосферных аэрозолей // Изв. АН СССР. ФАО. Т. 25. № 3. С. 293—301.

Ивлев Л. С., Пивоварова Л. В. (2011). К вопросу о механизме гетерогенного льдообразования. / В сб. Труды VII международной конференции «Естественные и антропогенные аэрозоли» 28.09—1.10.2010 г. — СПб: СПбГУ. С. 299—308.

Клинг В. В. (1991). К уточнению расчета работы по образованию гетерогенного зародыша на сферической частице // Труды ГГО. Вып. 536. С. 19—24.

Клинг В. В. (1991). Кристаллизация облачных капель под влиянием адсорбированных ионов // Труды ГГО. Вып. 536. С. 25—33.

Кондратьев К. Я., Никольский Г. А. (1982). Стратосферный механизм солнечного и антропогенного влияния на климат. / В кн. Солнечно-земные связи, погода и климат. / Под ред. Б. Мак-Кормака, Т. Селиги. — М.: Мир. С. 354—360.

Облака и облачная атмосфера. (1989). / Под. ред. И. П. Мазина и А. Х. Хргиана. — Л.: Гидрометеиздат. 648с.

Пудовкин М. И., Распопов О. М. (1992). Механизмы воздействия солнечной активности на состояние нижней атмосферы и метеопараметры // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 32. № 5. С. 1—10.

Пудовкин М. И., Морозова А. Л. (Дементьева). (1997). Вариации высотного профиля температуры в нижней атмосфере во время солнечных протонных событий // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 37. № 3. С. 84—89.

Пулинец С. А., Хегай В. В., Боярчук К. А., Ломоносов А. М. (1998). Атмосферное электрическое поле как источник изменчивости ионосферы // Успехи физических наук. Т. 168. № 5. С. 582—589.

Ролдугин В. К., Ващенко Э. В. (1994). Изменение прозрачности атмосферы под действием солнечных космических лучей // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 34. № 12. С. 155—157.

Русанов А. И., Куни Ф. М., Кочурова Н. И., Кузьмин В. Л. (1979). Установление закономерностей спонтанной поверхностной поляризации жидкостей и их приложение к глобальным процессам. / В кн. Вопросы термодинамики гетерогенных систем и теории поверхностных явлений. — Л. Изд. ЛГУ. С. 204—214.

Русанов А. И. (1978). К термодинамике нуклеации на загрязненных центрах // Доклады АН СССР. Т. 238. № 4. С. 831—834.

Смирнов В. В. (1992). Ионизация в тропосфере. — СПб. Гидрометеоздат. 232 с.

Хворостовский С. Н., Зеленкова Л. В. (1997). Прохождение протонного потока в верхней атмосфере. 1. Расчет функции распределения тяжелых частиц // Геомагнетизм и аэрономия. Т. 37. № 1. С. 104—112.

Хворостовский С. Н., Зеленкова Л. В. (1997) Прохождение протонного потока в верхней атмосфере. 2. Расчет функции распределения электронов и скорости ионообразования. Геомагнетизм и аэрономия, т.37, с. 113-120.

Черлина И. Е., Невский И. А., Минашкин В. М. (2009). Экспериментальные и расчетные методы определения констант гетерогенных реакций в атмосфере. / В сб. Тезисы 6-ой международной конференции «Естественные и антропогенные аэрозоли» 7-10 октября 2008. — СПб. ВВМ. 108с.

Arnold. (1984). Atmospheric ions // Pontificiae Academiae Scientiarum Scripta Varia. V. 56. P.103—133.

Bricard J., Pradel J. (1966). Electric charge and Radioactivity of naturally occurring aerosols. / Jn. «Aerosols Handbook». P. 87—109.

Bormann S., Solomon S., Dye J. E., Baumgardner D., Kelly K. K., Chan K. R. (1997). Heterogeneous reactions on stratospheric background aerosols, volcanic sulfuric acid droplets, and type I polar stratospheric clouds: effects of temperature fluctuations and differences in particle phase // J. Geophys. Res. 102. P. 3639—3648.

Carslaw K. S., Clegg S. L., Brimblecombe P. (1995). A thermodynamic model of the system HCl-HNO₃-H₂SO₄-H₂O, including solubilities of **HBr**, from <200 to 328 K. // *J. Phys. Chem.* 99. P. 11557—11574.

Carslaw K. S., Luo B. P., Clegg S. L., Peter T., Brimblecombe P., Crutzen P. J. (1994). Stratospheric aerosol growth and **HNO₃** gas phase depletion from coupled **HNO₃** and water uptake by liquid particles // *Gheophys. Res. Lett.* 21. P. 2479—2482.

Fletcher N. H. (1966). *The Physics of rainclouds.* — Cambridge. 387 p.

Dankwerts P. V. (1970). *Gas-Liquid Reactions.* — McGraw-Hill: New York. 213 p.

Hanson D. R., Ravishankara A. R. (1993). Uptake of HCl and HOCl onto sulfuric acid: solubilities, diffusivities, and reaction // *J. Phys. Chem.* 97. P. 12309—12319.

Houghton G. (1964). Cubic cell model for self diffusion in liquids // *J. Chem. Phys.* 40. P. 1628—1631.

Garcia R., Solomon S. (1994). A new numerical model of the middle atmosphere, 11, Ozone and related species // *J. Geophys. Res.* 99. P. 12937—12951.

Jaenicke R. (1988). *Aerosol physics and chemistry* // Landolt-Bornstein Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology, new series group V, Geophysics and Space Research, 4, Physical and Chemical Properties of Air, Meteorology, subvolume bG. Fischer, 391—457, Springer-Verlag, New York.

Jayne J. T., Worsnop D. R., Kolb C. E., Swartz E., Davidovits P. (1996). Uptake of gas-phase formaldehyde by aqueous acid surfaces // *J. Phys. Chem.* 100. P. 8015—8022.

Kondratyev K. Ya., Ivlev L. S., Krapivin V. F., Varotsos C. A. (2006). *Atmospheric Aerosol Properties, Formation, Processes and Impacts.* — Chichester. UK : Springer Publ. Praxis. 572 p.

Lovejoy E. R., Hanson D. R. (1995). Measurement of the kinetics of reactive uptake by submicron sulfuric acid particles // *J. Phys. Chem.* 99. P. 2080—2087.

Luo B. P., Clegg S. L., Peter Th., Muller R, Crutzen P. J. (1994). HCl solubility and liquid diffusion in aqueous sulfuric acid under stratospheric conditions // *Geophys. Res. Lett.* 21. P. 49—52.

Mossop S. C. (1965). Stratospheric particles at 20 km altitude // *Geochim. Cosmochim. Acta.* Vol. 29. P. 201—207.

Nipple E. et al. (1980). Stratospheric NO₂, H₂O mixing ratio profiles from high resolution infrared solar spectra using nonlinear least squares // *Geoph. Res. Letters.* Vol. 7 № 7. P. 489—492.

Pruppacher H. R., Klett J. D. (1978). *Microphysics of Clouds and Precipitation.* / D. Reidel — Kingham. Mass. 650 p.

Robinson G. N., Worsnop D. R., Jayne J. T., Kolb C. E. (1997). Heterogeneous uptake of ClONO₂ and N₂ O₅ by sulfuric acid solutions // *J. Geophys. Res.* 102. P. 3583—3601.

Rosen J. M., Hofmann D. J., Laby J. (1975). Stratospheric measurements II The worldwide distribution. // J. Atmos. Sci. Vol. 32. P. 1457—1462.

Schwartz S. E. (1986). Chemistry of multiphase systems / NATO ASI Series. —Berlin: Springer-Verlag. G6. P. 415.

Schwartz S. E. (1988). Mass-transport limitation to the rate of in-cloud oxidation of SO₂: re-examination in the light of new data // Atmos. Envir. 22. P. 2491—2499.

Schwartz S. E., Freiberg J. E. (1981). Mass-transport limitation to the rate of reaction of gases in liquid droplets: application to oxidation of SO₂ in aqueous solutions // Atmos. Envir. 15. P. 1129—1144.

Solomon S. et al. (1982). Mesospheric ozone depletion during the solar proton event of July, 13 // Geoph. Res. Lett. Vol. 10. № 4. P. 257—260.

Turko R. P., Whitten R. C., Toon O. B. (1982). Stratospheric Aerosols: Observation and Theory // Reviews of Geoph. Space Phys. Vol. 20. № 2. P. 233—279.

Twomey S. (1977). Atmospheric Aerosols //, Elsevier. № 4. 417 p.

Williams L. R., Golden D. M. (1993). Solubility of HCl in sulfuric acid at stratospheric temperatures // Geophys. Res. Lett. 20. P. 2227—2230.

Williams L. R., Long F. S. (1995). Viscosity of supercooled sulfuric acid solutions // J. Phys. Chem. 99. P. 3748—3751.

**ВЛИЯНИЕ ГЛОБАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ
АЭРОЗОЛЬНЫХ ЧАСТИЦ НА ЭЛЕКТРИЧЕСКИЙ
ПОТЕНЦИАЛ ИОНОСФЕРЫ**

В. Н. Морозов

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

Поступила в редакцию 3.03.2015

К настоящему времени накоплен значительный экспериментальный материал, который свидетельствует об изменении электрической проводимости атмосферы под действием антропогенных и естественных выбросов аэрозольных частиц в атмосферу. При этом оказалось, что основную роль играют аэрозольные частицы в диапазоне размеров 0,01—0,2 мкм. Эти результаты были получены в результате обработки данных измерений атмосферно-электрической сети, которая располагалась на территории бывшего СССР и насчитывала 10 станций (Огуряева, Шварц, 1982 а; б; Шварц, Огуряева, 1987). В этих работах было показано уменьшение электрической проводимости в приземном слое атмосферы, что связывалось с возросшей антропогенной деятельностью. Эти изменения электрической проводимости носят локальный характер.

Вместе с тем глобальный перенос естественного и антропогенного аэрозоля по всему земному шару может привести к изменению потенциала ионосферы, который в основном определяется действием грозových генераторов. Существуют данные, полученные в ряде зарубежных работ (Ogawa, 1985), в которых показана связь вариации потенциала

ионосферы с вариациями ядер конденсации, возникающих в атмосфере при вулканических извержениях.

Теоретические оценки изменений потенциала ионосферы вследствие выброса в атмосферу аэрозольных частиц можно получить, используя выражение для потенциала ионосферы (Makino, Ogawa, 1984; Атмосфера, 1991; Морозов, 2005):

$$\varphi_{\infty} = R_g \sum_s \frac{R_{1s}}{R_{cs}} I_s \quad (1)$$

где R_g — глобальное сопротивление атмосферы;

R_{1s} — внутреннее, столбцовое сопротивление s -го грозового генератора;

R_{cs} — столбцовое сопротивление между поверхностью Земли и ионосферой;

I_s — ток, даваемый s — грозовым генератором.

Плотность электрического тока вдали от гроз (плотность тока «хорошей» погоды) определяется выражением:

$$j = -\frac{\varphi_{\infty}}{\int_0^H \frac{dz}{\lambda(z)}} = -\frac{\varphi_{\infty}}{R_{g1}} \quad R_{g1} = \int_0^H \frac{dz}{\lambda(z)}, \quad (2)$$

а для напряженности электрического поля имеем

$$E_z(z) = -\frac{\varphi_{\infty}}{\lambda(z)R_{g1}}$$

Если воздействию аэрозольных частиц подвергается определенная область «хорошей» погоды атмосферы, а область действия грозовых облаков, как генераторов электрического поля, находится вне зоны аэрозольного загрязнения, то, используя выражение (1) для потенциала ионосферы, можно записать для измененного значения потенциала ионосферы:

$$\varphi_{\infty}^a = \frac{R_g^a}{R_g} \varphi_{\infty}, \quad (4)$$

где: R_g^a — глобальное сопротивление атмосферы с учетом областей загрязнения аэрозольными частицами.

Выражение для R_g представляется в виде:

$$R_g = \frac{1}{4\pi r^2} \int_0^H \frac{dz}{\lambda(z)} = \frac{1}{S} \int_0^H \frac{dz}{\lambda(z)}, \quad (5)$$

где: $S = 4\pi r^2$ — площадь земной поверхности, r — радиус Земли.

В то же время для R_g^a можно записать выражение:

$$R_g^a = \left[\frac{1}{\gamma S} \int_0^H \frac{dz}{\lambda_1(z)} \times \frac{1}{(1-\gamma)S} \int_0^H \frac{dz}{\lambda(z)} \right] \times \left[\frac{1}{\gamma S} \int_0^H \frac{dz}{\lambda_1(z)} + \frac{1}{(1-\gamma)S} \int_0^H \frac{dz}{\lambda(z)} \right]^{-1} \quad (6)$$

где: γ — доля земной поверхности, занимаемая аэрозольными загрязнениями, $\lambda_1(z)$ — высотный профиль электрической проводимости в области аэрозольных загрязнений.

Вычислим сопротивления атмосферы R_g^a и R_g , предполагая, что в отсутствие аэрозольных частиц электрическая проводимость атмосферы определяется выражением:

$$\lambda(z) = \lambda_0 e^{\bar{\alpha}z}, \quad \bar{\alpha} = (0.2 - 0.3) \text{ км}^{-1} \quad (7)$$

а при наличии аэрозольных частиц (Морозов, 2002):

$$\lambda_1(z) = \lambda_0 e^{\bar{\alpha}z}, \quad z \in [H_0, H]$$

$$\lambda_1(z) = \eta \lambda_0 e^{\bar{\alpha}z}, \quad z \in [h, H_0]$$

$$\lambda_1(z) = \lambda_0 e^{\bar{\alpha}z}, \quad z \in [0, h]$$

где: λ_0 — электрическая проводимость вблизи земной поверхности.

Величина η определяется из уравнения ионизационно-рекомбинационного равновесия следующим образом. Запишем это уравнение для нестационарного случая

$$\frac{dn_{\pm}}{dt} = q - \alpha n_{\pm}^2 - \beta N n_{\pm}, \quad (9)$$

где: n_{\pm} — концентрации положительных и отрицательных легких ионов, q — интенсивность ионообразования, α — коэффициент рекомбинации легких ионов, N — концентрация аэрозольных частиц, β — коэффициент присоединения легких ионов к аэрозольным частицам, t — время.

В стационарном случае при $t \gg (\beta^2 N^2 + 4q\alpha)^{-1/2}$, используя (9), получим следующее выражение для η (Морозов, 2002):

$$\eta = \left(\frac{\beta^2 N^2}{4q\alpha} + 1 \right)^{1/2} - \frac{\beta N}{2\sqrt{q\alpha}} \quad (10)$$

Приведем численные оценки величины η .

Полагая $q = 10^7 \text{ м}^{-3} \text{ с}^{-1}$, $\alpha = 1,6 \cdot 10^{-12} \text{ м}^{-3} \text{ с}^{-1}$, $\beta = 1,65 \cdot 10^{-12} \text{ м}^{-3} \text{ с}^{-1}$ для ядер Айткена и $N = 10^{10} \text{ м}^{-3}$, получим $\tau_1 = 250 \text{ с}$, $\tau_2 = 60,6 \text{ с}$ и $\eta = 0,21$, а при $N = 5 \cdot 10^{10} \text{ м}^{-3}$, $\eta = 0,024$.

Вычисляя с помощью (5) и (6) R_g^a и R_g получим выражение для их отношения:

$$\frac{R_g^a}{R_g} = \frac{(1 - e^{-ah}) + \eta^{-1}(e^{-ah} - e^{-aH_0}) + (e^{-aH_0} - e^{-aH})}{\left\{ (1 - \gamma) \left[(1 - e^{-ah}) + \eta^{-1}(e^{-ah} - e^{-aH_0}) + (e^{-aH_0} - e^{-aH}) \right] + \gamma(1 - e^{-aH}) \right\}}. \quad (11)$$

Отметим, что при $h=0$ из (10) получим отношение:

$$\frac{R_g^a}{R_g} = \frac{\frac{1}{\eta}(1 - e^{-aH_0}) + (e^{-aH_0} - e^{-aH})}{\left\{ (1 - \gamma) \left[\frac{1}{\eta}(1 - e^{-aH_0}) + (e^{-aH_0} - e^{-aH}) \right] + \gamma(1 - e^{-aH}) \right\}} \quad (12)$$

Пусть $\gamma = 0,1$, $\dot{\eta} = 0,01$, $H_0 = 1$ км, $H = 80$ км, $a = 0,3$ км⁻¹, тогда из (12) получим: $\frac{R_g^a}{R_g} = 1,106$, $\varphi_\infty^a = 1,106 \varphi_\infty$.

При $\varphi_\infty = 300$ кВ, $\varphi_\infty^a = 331$ кВ.

Если положить $\dot{\eta} = 0,1$, то получим $\frac{R_g^a}{R_g} = 1,075$, $\varphi_\infty = 1,075$,

$\varphi_\infty^a = 1,075 \varphi_\infty$ и при $\varphi_\infty = 300$ кВ, $\varphi_\infty^a = 323$ кВ.

Величина γ определяет глобальность распределения концентрации аэрозольных частиц в горизонтальном направлении. При малом значении этой величины выражение (6) переходит в (5).

Таким образом полученные выше оценки показывают, что присутствие аэрозольных частиц в атмосфере приводит к увеличению потенциала ионосферы на 8—10 % от исходной величины $\varphi_\infty = 300$ кВ. Если приборы напряженности электрического поля установлены в пунктах, где загрязнение аэрозольными частицами отсутствует, то изменение напряженности электрического вблизи земной поверхности и плотности электрического тока, как следует из формул (2) и (3) будет также составлять 8—10 %.

Оценим изменения плотности электрического тока и напряженности электрического поля для случая расположения слоя аэрозольных частиц над головой наблюдателя. Если приборы для измерения напряженности электрического поля и тока находятся в области аэрозольного загрязнения, то оценивая столбцовые сопротивления по формуле (2) с учетом выражений (7) и (8), получим для их отношения выражение:

$$\frac{R_{g1}^a}{R_{g1}} = (1 - e^{-ah}) + \frac{1}{\eta} (e^{-ah} - e^{-aH}) + (e^{-aH_0} - e^{-aH}) \quad (13)$$

Если $\dot{\eta} = 0,1$, $H_0 = 5$ км, $H = 80$ км при $h = 3$ км, $\bar{\alpha} = 0,3$ км⁻¹, получим $\frac{R_{g1}^a}{R_{g1}} = 2,65$, а при $\dot{\eta} = 0,01$, $\frac{R_{g1}^a}{R_{g1}} = 19,2$.

Соответственно плотность электрического тока при неизменном потенциале ионосферы $\varphi_\infty = 300$ кВ уменьшается соответственно в 2,65 и 19,2 раза, в такое число уменьшится напряженность электрического поля.

Наконец, если $h = 0$, а $H_0 = 1$ км, то при $\dot{\eta} = 0,1$, $\frac{R_{g1}^a}{R_{g1}} = 2,59$,

а при $\dot{\eta} = 0,01$, $\frac{R_{g1}^a}{R_{g1}} = 26$ и плотность электрического тока, уменьшается в соответствующее число раз, а напряженность электрического поля вблизи земной поверхности увеличивается в 3,85 раза.

Интересно, что при $H_0 \gg \bar{\alpha}^{-1}$, плотность электрического тока равна $j = \varphi_\infty \eta \lambda_0 \bar{\alpha}$, а напряженность электрического поля вблизи земной поверхности не меняется и равна $E_z(z=0) = \varphi_\infty \bar{\alpha}$ (Морозов, 2005).

Полученные оценки показывают, что при глобальном распределении аэрозольных частиц в атмосфере потенциал ионосферы увеличивается, а измерения напряженности электрического поля в областях, где аэрозольные частицы отсутствуют дают возможность использовать эту величину в качестве индикатора глобального загрязнения атмосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели) (1991). — Л.: Гидрометеиздат. 509 с.

Морозов В. Н. (2002). Об установлении стационарного электрического поля в атмосфере, содержащей слой аэрозольных частиц // Труды НИЦДЗА (Филиала ГГО). Вып. 4 (552). С. 33—43.

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

Огуряева Л. В., Шварц Я. М. (1982). Регулярные измерения электропроводности воздуха. // Метеорологические исследования. Атмосферное электричество. № 27. С. 37—42.

Шварц Я. М., Огуряева Л. В. (1987). Многолетний ход величин атмосферного электричества в приземном слое // Метеорология и гидрология. № 7. С. 59—64.

Макино М., Огава Т. (1984). Responses of atmospheric electric field and air-earth current to variation of conductivity profiles // J. Atmos. Terr. Phys. V. 46. № 5. P. 431—444.

Огава Т. (1985). Fair-weather electricity // J. Geophys. Res. V. 90. № D4. P. 5951—5960.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ТЕРМОКАРТИРОВАНИЯ АВТОДОРОЖНОГО ПОКРЫТИЯ ПО ДАННЫМ ИК-РАДИОМЕТРА

А. Д. Кузнецов, О. С. Сероухова, Т. Е. Симакина, А. С. Солонин

Российский государственный гидрометеорологический университет
195196 Санкт-Петербург, Малоохтинский пр., д. 98
E-mail: kuznetsov1946@inbox.ru

Поступила в редакцию 16.03.2015

Введение

Рост интенсивности движения на современных автомобильных дорогах повышает требования к уровню безопасности движения и пропускной способности дорожной сети региона. На выполнение автотранспортных перевозок и производственных процессов содержания дорог огромное влияние оказывает температура дорожного покрытия. Температура покрытия проезжей части обусловлена множеством локально действующих факторов: солнечной радиацией, розой ветров, температурой и влажностью воздуха, степенью увлажнения покрытия. Наряду с метеорологическими на температуру дорожного полотна влияют и некоторые специфические факторы:

- интенсивное движение транспорта, которое приводит к росту турбулентности;
- длинноволновая радиация, излучаемая проходящим транспортом к поверхности дороги;
- влажность воздуха в нижнем слое атмосферы;
- теплоемкость земляного полотна или других конструктивных элементов и т. д.

Одним из элементов информационных систем диагностики состояния покрытия автомобильных дорог является температурное профи-

лирование проезжей части, позволяющее выявлять потенциально опасные места снижения сцепных свойств дорожного покрытия. Наличие информации о таких местах позволяет службам содержания дорог принимать меры по предупреждению водителей об опасных условиях движения, а также по ликвидации этих условий.

Наиболее сложным для участников движения и службы содержания дорог является зимний период, когда под воздействием неблагоприятных погодных-климатических факторов изменяются дальность видимости, сцепные качества покрытий, а также состояние инженерного оборудования. Для большей части территории России зимний период является самым длительным. В Санкт-Петербурге продолжительность периода зимней скользкости составляет 143 дня, число дней со случаями образования зимней скользкости равно 85.

Оперативное обеспечение дорожных служб метеорологической информацией позволяет организовать эффективные меры по борьбе с зимней скользкостью.

Одной из форм организации непосредственных измерений температуры дорожного покрытия является проведение прямых измерений температуры дорожного полотна датчиками, входящими в состав автоматических дорожных метеостанций и монтируемыми непосредственно в полотно. Однако число таких датчиков всегда ограничено. В связи с этим является актуальным использование дистанционных методов контроля температуры дорожного полотна, способных охватить наблюдениями значительные территории за относительно небольшие промежутки времени (Самодурова, 2003).

При дистанционном измерении характеристик автодорожного покрытия это может достигаться за счет перемещения в пространстве измерительной платформы, на которой установлена соответствующая измерительная аппаратура (например, инфракрасный радиометр). Такое пространственное сканирование может обеспечить вертолет или специально оборудованная для этой цели автомашина.

Дистанционное измерение температуры автодорожного покрытия с помощью инфракрасных (ИК) радиометров

Известно, что интенсивность собственного теплового излучения системы «подстилающая поверхность — атмосфера» без учета рассеяния и противоизлучения атмосферы и при отсутствии облачности определяется следующим соотношением (Кузнецов и др., 2002):

$$J_{\nu}^{\uparrow} = \varepsilon_{\nu} \cdot B_{\nu}(T_s) \cdot P_{\nu}(p_s) + \int_{p_s}^{p_t} B_{\nu}[T(x)] \cdot dP_{\nu}(x). \quad (1)$$

Здесь $P_{\nu}(x)$ — функция пропускания атмосферы для волнового числа ν между уровнями с давлением p_t (уровень размещения измерительного прибора) и x ; p_s — давление на уровне подстилающей поверхности; T_s — температура подстилающей поверхности; ε_{ν} — излучательная способность подстилающей поверхности; B_{ν} — функция Планка:

$$B[\nu, T_s] = \frac{a \cdot \nu^3}{\exp\left(b \cdot \frac{\nu}{T_s}\right) - 1},$$

где $a = 1,909 \cdot 10^{-5}$; $b = 1,438786$; $[\nu] = \text{см}^{-1}$; $[T] = \text{K}$.

По теореме о среднем для второго слагаемого в формуле (1) можно записать:

$$\int_{p_s}^{p_t} B_{\nu}[T(x)] \cdot dP_{\nu}(x) = B_{\nu}(\tilde{T}_{\nu}) \cdot [1 - P_{\nu}(p_s)], \quad (2)$$

где \tilde{T}_{ν} — некоторое, вообще говоря, неизвестное значение температуры (“средняя” температура атмосферы для волнового числа ν).

При выводе формулы (3) учитывается тот факт, что $P_v(p_i) = 1$. Для определения параметра \tilde{T}_v на основе решения уравнения (3) относительно \tilde{T}_v можно записать:

$$\tilde{T}_v = \frac{b \cdot v}{\ln \left[1 + \frac{a \cdot v^2}{D_v} \right]},$$

где

$$D_v = \frac{1}{1 - P_v(p_s)} \cdot \int_{p_s}^{p_t} B_v[T(x)] \cdot dP_v(x).$$

С учетом (3) уравнение (1) может быть записано следующим образом:

$$J_v^\uparrow = \varepsilon_v \cdot B_v(T_s) \cdot P_v(p_s) + B_v(\tilde{T}_v) \cdot [1 - P_v(p_s)] \quad (3)$$

Подставим в уравнение (6) в явном виде выражение для функции Планка $B_v(T_s)$ и решим его относительно T_s . В этом случае расчетная формула для определения T_s на основе измеренного в “окне прозрачности” атмосферы значения уходящего излучения J_v принимает следующий вид:

$$T_s = \frac{b \cdot v}{\ln \left[1 + \varepsilon_v \cdot P_v(p_s) \cdot a \cdot \frac{v^3}{K_v} \right]}, \quad (4)$$

где

$$K_v = J_v - B_v(\tilde{T}_v) \cdot [1 - P_v(p_s)]. \quad (5)$$

Формулы (4) и (5) позволяют осуществить расчет значения T_s по результатам измерения J_v при условии, что известны такие параметры, как ε_v , $P_v(p_s)$ и \tilde{T}_v .

Влияние погрешностей в задании исходных данных на точность дистанционного измерения T_s

Для оценки погрешности определения температуры подстилающей поверхности рассмотрим соотношение (4) (с учетом формулы (5)) как функцию четырех переменных:

$$T_s = T_s(x_1, \dots, x_4), \quad (6)$$

где

$$x_1 = \varepsilon_v; \quad x_2 = J_v; \quad x_3 = P_v(p_s); \quad x_4 = \tilde{T}_v. \quad (7)$$

Тогда для оценки величины $|\Delta T_s|$ при наличии погрешности в задании параметров x_1 — x_4 могут быть использованы различные подходы. Во-первых, разлагая функцию (6) в ряд Тейлора и отбрасывая члены, содержащие производные в степени выше первой, можно получить следующее выражение для оценки абсолютной погрешности определения T_s :

$$|\Delta T_s| \approx \sum_{i=1}^4 \left| \frac{\partial T_s}{\partial x_i} \right| \cdot |\Delta x_i|, \quad (8)$$

$$x_i = \bar{x}_i, i = 1, \dots, 4$$

где Δx_i — погрешность измерения (задания) параметра x_i ; \bar{x}_i — точное значение i -го параметра.

Взяв соответствующие производные, в итоге получаем:

$$\begin{aligned} |\Delta T_s| = & L_v \cdot P_v(p_s) \cdot T_s \cdot |\Delta \varepsilon_v| + \frac{L_v}{K_v} \cdot \varepsilon_v \cdot P_v(p_s) \cdot T_s |\Delta J_v| + \\ & + L_v \cdot \varepsilon_v \left[1 - P_v(p_s) \cdot \frac{B_v(\tilde{T}_v)}{K_v} \right] \cdot T \cdot |\Delta P_v(p_s)| + \\ & + \varepsilon_v \cdot P_v(p_s) \cdot [1 - P_v(p_s)] \cdot \exp \left(\frac{b \cdot v}{\tilde{T}_v} \right) \cdot B_v^2(\tilde{T}_v) \cdot \frac{T_s^2 \cdot |\Delta \tilde{T}_v|}{R_v \cdot K_v^2 \cdot \tilde{T}_v^2}. \end{aligned} \quad (9)$$

В формуле (9) введены следующие обозначения:

$$R_v = \left(1 + \varepsilon_v \cdot P_v(p_s) \cdot a \cdot \frac{v^3}{K_v} \right), \quad (10)$$

$$L_v = \frac{a \cdot v^3}{K_v \cdot R_v \cdot \ln(R_v)}. \quad (11)$$

Оценку ΔT_s можно получить, используя соотношение (7). При этом, рассчитывая каждое из входящих в него слагаемых, можно также оценить вклад погрешности каждого из параметров в суммарную погрешность ΔT_s .

Кроме рассмотренного выше подхода оценку влияния каждого из 4-х параметров, входящих в формулу (6), на величину ΔT_s можно получить методом Монте-Карло, моделируя погрешности в задании исходных данных. В этом случае появляется возможность задавать статистические свойства погрешностей и исследовать не только величину, но и параметры распределения значений ΔT_s . Для реализации метода Монте-Карло многократно задаются:

- точное значение параметра $x : x_0$;
- погрешность измерения этого параметра, имеющего заданные статистические свойства: $\Delta x_i, i = 1, 2, \dots, N$;
- измеренное (содержащее ошибку Δx_i) значение параметра x :

$$x_i = x_0 + \Delta x_i. \quad (12)$$

Затем для каждого значения x_i вычисляется следующее соотношение:

$$|\Delta T|_{x_0, \Delta x_i} = |T_s(x_i) - T_s(x_0)|, \quad i = 1, 2, \dots, N. \quad (13)$$

По полученному ансамблю из N значений ΔT_i погрешность измерения температуры подстилающей поверхности можно оценить, анализируя:

- статистические характеристики значений ΔT_i ;

– гистограмму распределения погрешностей определения T_s .

При этом можно моделировать погрешность задания, как только одного параметра, так и сочетания любых 4-х параметров, входящих в соотношение (6).

В том случае, когда предполагается, что погрешности задания каждого параметра в формуле (6) имеют нормальное распределение с известным средним значением a и дисперсией σ^2 , можно предложить следующий алгоритм их расчета (Дьяконов, 1987).

1. С помощью одного из существующих алгоритмов рассчитываются два псевдослучайных числа λ_j и λ_{j-1} , имеющие равномерное распределение на промежутке $[0, 1]$, $j = 2, 4, \dots, N/2$.

2. Рассчитываются два псевдослучайных числа y_j и y_{j-1} , имеющие нормальное распределение с нулевым средним и единичной дисперсией, $j = 2, 4, \dots, N/2$

$$\begin{aligned} y_j &= \cos\left(2\pi\lambda_j\right)\sqrt{-2\ln\lambda_{j-1}}; \\ y_{j-1} &= \cos\left(2\pi\lambda_{j-1}\right)\sqrt{-2\ln\lambda_j}. \end{aligned} \quad (14)$$

3. Числа y_j и y_{j-1} пересчитываются в два псевдослучайных числа Δx_j и Δx_{j-1} , имеющих нормальное распределение со средним значением a и дисперсией σ^2 , $j = 2, 4, \dots, N/2$:

$$\Delta x_j = a + \sigma y_j, \quad \Delta x_{j-1} = a + \sigma y_{j-1}. \quad (15)$$

Дистанционное измерение температуры дорожного полотна с автомобиля

Если дистанционное измерение температуры производится с движущегося автомобиля, когда расстояние от ИК-радиометра до подстилающей поверхности не превышает 2 м, то в этом случае в формуле (3) можно считать, что $P_v^{(s)} \approx 1$ и тогда это уравнение можно переписать в следующем виде:

$$J_v^\uparrow \approx \varepsilon_v \cdot B[v, T_s]. \quad (16)$$

В этом случае соотношение для оценки погрешности определения T_s существенно упрощается:

$$|\Delta T_s| = L_v \cdot P_v(p_s) \cdot T_s \cdot |\Delta \varepsilon_v| + \frac{L_v}{K_v} \cdot \varepsilon_v \cdot P_v(p_s) \cdot T_s |\Delta J_v|. \quad (17)$$

Анализ результатов численных экспериментов

В качестве примера использования рассмотренного подхода к оценке влияния погрешностей в задании исходных данных на точность измерения T_s рассмотрим результаты, полученные для исходных значений, представленных в табл. 1 (автомобильная схема измерения).

Таблица 1

Исходные данные для оценки ΔT_s			
ν км	ε_v	$T_s, ^\circ C$	$J_v, \text{эрг}/(\text{см}^2 \cdot \text{с} \cdot \text{ср})$
8,5	0,955	22	51,5

На рис. 1 представлены зависимости величины ΔT_s от уровня погрешностей в измерении интенсивности уходящего излучения J_v и задании излучательной способности дорожного полотна. При этом ввиду того, что оба рассмотренных ранее подхода дают практически совпадающие значения оценки уровня ΔT_s , на графиках приводятся общие кривые.

Анализ представленных графиков показывает, что для достижения точности измерения температуры дорожного полотна в $0,5^\circ C$ точность измерения интенсивности ИК-излучения должна составлять $0,5\text{—}1,0\%$, т. е. должна быть достаточно высокой (см. рис. 1а). Второй особенностью является высокая чувствительность измерений к вариациям излучательной способности дорожного полотна, которая может быть связана как с изменением материала (например, наличие «заплаток» на дорожном полотне), так и с присутствием различного рода загрязнений.

Так, изменение величины излучательной способности всего на 5 % приводит к изменению температуры, измеренной дистанционно, на 1 °С.

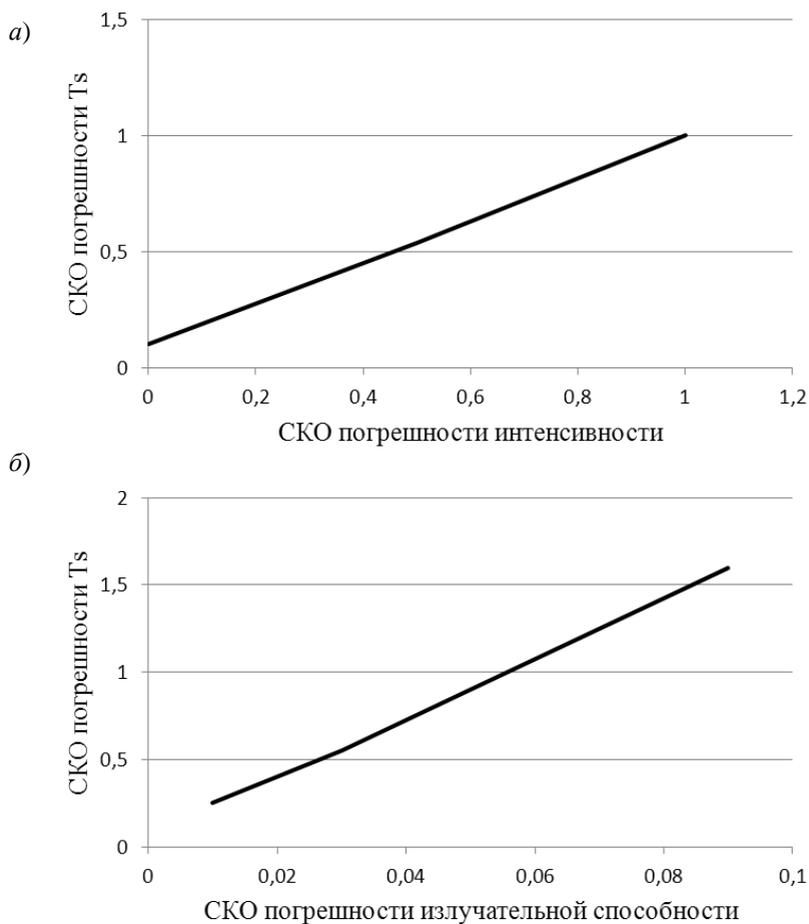


Рис. 1. Зависимость среднеквадратической погрешности измерения T_s от величины среднеквадратической погрешности измерения интенсивности излучения (а) и среднеквадратической погрешности задания величины излучательной способности дорожного полотна (б).

Оценка излучательной способности дорожного полотна

На точность дистанционного измерения температуры дорожного полотна существенно влияет точность задания величины излучательной способности, которая может варьировать в достаточно широких пределах в зависимости от типа дорожного покрытия (асфальт, бетон и т. д.) и его состояния (наличия различного рода загрязнений, степени изношенности и т. д.). В связи с этим при проведении термокартирования определение излучательной способности становится самостоятельной задачей (во многих типах ИК-радиометра эта величина задается перед проведением дистанционных измерений). При этом можно воспользоваться либо значениями, приведенными в различного рода справочниках, либо определить этот параметр, используя результаты контактных и дистанционных измерений T_s . Первый подход подкупает своей простотой, однако может привести к заметным погрешностям в задании излучательной способности применительно к конкретному радиометру и исследуемой автомобильной трассе.

Второй подход базируется на измерении величины T_s контактным (например, датчиком температуры, вмонтированным в дорожное полотно) и дистанционным методами, а реализация этого подхода зависит от конструктивных особенностей ИК-радиометра.

В том случае, когда на выходе прибора для дистанционного измерения определяется величина T_s , а значение ε_v необходимо вводить до проведения термокартирования, требуемое значение излучательной способности подбирается на основе многократных измерений T_s над характерной точкой дорожного полотна так, чтобы прямые и дистанционные измерения совпадали.

В том случае, когда прибором регистрируется интенсивность уходящего излучения J_v^\uparrow , величина ε_v может быть найдена из соотношения

$$\varepsilon_v = J_v^\uparrow \frac{\exp\left(\frac{b \cdot v}{T_s^{\text{изм}}}\right) - 1}{a \cdot v^3}, \quad (18)$$

где $T_s^{\text{изм}}$ — значение температуры дорожного полотна, измеренное контактными методом.

Коррекция калибровки ИК-радиометра

В практике проведения дистанционных измерений T_s возможны случаи, когда используемый ИК-радиометр калиброван для измерений температуры только какой-то одной определенной поверхности (например, водной поверхности пресноводных озер при отсутствии волнения и пены). В этом случае регистрируемая ИК-радиометром температура T_r будет отличаться от действительной температуры поверхности T_s . Однако, если известна излучательная способность той поверхности, под которую был калиброван радиометр $\varepsilon_v^{(w)}$ (указывается в паспорте прибора), и излучательная способность дорожного полотна ε_v , то для перехода от T_r к T_s можно воспользоваться следующим соотношением:

$$T_s = \frac{b \cdot v}{\ln \left\{ \frac{\varepsilon_v}{\varepsilon_v^{(w)}} \left[\exp \left(\frac{b \cdot v}{T_r} \right) + 1 \right] - 1 \right\}}. \quad (19)$$

Пример термокартирования автодорожного полотна

В качестве примера рассмотрим результаты, полученные 18 ноября 2004 г. с помощью передвижной лаборатории, оснащенной радиометром и оборудованием для первичной обработки данных и их архивированием. По спутниковым снимкам и приземным картам погоды было установлено, что на день производства измерений Санкт-Петербург и Ленинградская область находились в северной периферии Атлантического циклона. Наблюдалась облачная погода с выпадением осадков в виде снега. Термокартирование проводилось на участке автомобильной дороги Санкт-Петербург – Сортавала протя-

женностью около 50 км. Архив полученных данных включал в себя следующую информацию:

- время проведения измерений;
- географические координаты точек измерения;
- пройденный путь от начальной точки до точки измерения, м;
- температуры поверхности дороги и воздуха, °C .

Далее в процессе обработки результаты измерений усреднялись и привязывались к определенным отрезкам автомобильной трассы (по величине пройденного пути и значениям географических координат), длина которых варьировала от 2 до 85 м, средняя длина составила 14 м. На рис. 2 показано пространственное распределение измеренной температуры вдоль всего участка трассы.

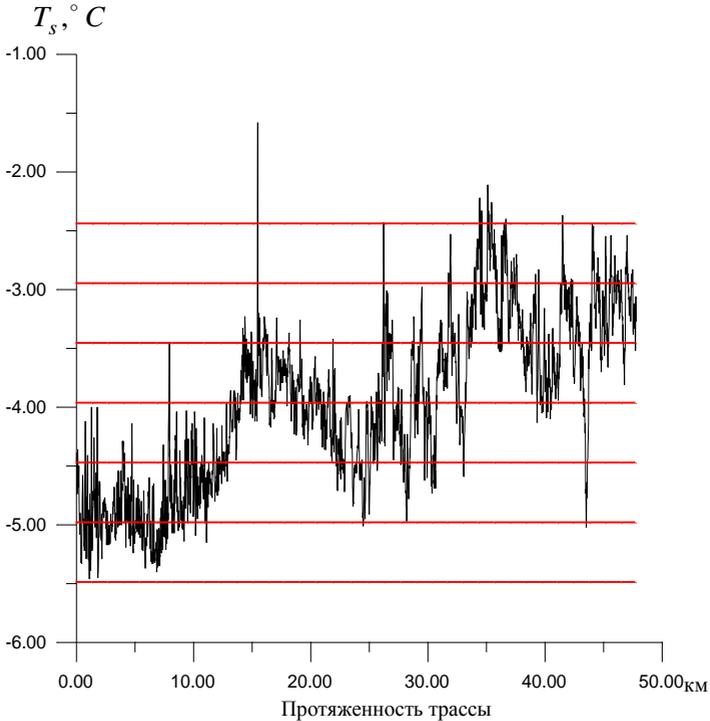


Рис. 2. Распределение температуры поверхности дороги.

Как видно из анализа рис. 2, в среднем температура по трассе имела положительный тренд, меняясь с большими колебаниями. Среди возможных факторов, влияющих на амплитуду этих колебаний, можно назвать следующие факторы.

Во-первых, измерения произведены в околополуденные часы, при наличии облачности и осадков, которые присутствовали на одних участках трассы и отсутствовали на других. Атмосферные процессы изменяют состояние дорожного покрытия, влияя на излучательную способность полотна трассы.

Во-вторых, это изменение как высоты участков трассы над уровнем моря, так и их ориентации. Первый пик температуры (см. рис. 2) наблюдается примерно на восьмом километре пути, совпадая с предшествующим понижением дороги. На сорок третьем километре дорога делает резкий поворот на запад.

В-третьих, это влияние хозяйственной деятельности. Участок трассы проходит через промышленный район Сертолово, вблизи трассы расположена автозаправочная станция (АЗС). Далее дорога идет восточнее вдоль садово-огородных участков, на двенадцатом километре начинается промышленный район, здесь трасса поворачивает на северо-запад. Наблюдаемый резкий выброс температуры на четырнадцатом километре может быть связан с прохождением дороги по центру промышленного района. Далее вдоль трассы сменяются промышленные хозяйственные объекты и небольшие садово-огородные участки.

В-четвертых, это влияние окружающего трассу ландшафта. С двадцать шестого километра дорога проходит вдоль лесного массива. После двадцать восьмого километра, где дорога поворачивает на север, вдоль трассы сменяются лесные массивы и садово-огородные участки. В километре от дороги лежит Лемболовское озеро.

Приведенный пример наглядно демонстрирует наличие значительных неоднородностей в температуре дорожного покрытия, корректный учёт которых важен для обеспечения безопасности дорожного движения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дьяконов В. П. (1987). Справочник по алгоритмам и программам на языке бейсик для персональных ЭВМ. — М.: «Наука». 246 с.

Кузнецов А. Д., Лясковский А. В., Поздняков Д. В., Сероухова О. С. (2002). Практикум по дистанционному зондированию. — Санкт-Петербург: РГГМУ. 144 с.

Самодурова Т.В. (2003). Оперативное управление зимним содержанием дорог. / Научные основы: Монография. — Воронеж: Изд-во Воронеж гос. ун-та. 168 с.

РАЗВИТИЕ КОМПЛЕКСНОЙ АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ ИНФОРМАЦИОННО-ИЗМЕРИТЕЛЬНОЙ СИСТЕМЫ МЕТЕООБЕСПЕЧЕНИЯ АВИАЦИИ И ПРОГНОЗА ОПАСНЫХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ «КАСМЕТЕО»

Е. В. Дорофеев, В. В. Зверев, М. В. Львова, И. А. Тарабукин

Главная геофизическая обсерватория имени А.И.Воейкова"
194021 Санкт-Петербург, ул. Карбышева, д. 7
E-mail: tarabukin@mail.ru, rita_lvova@mail.ru

Поступила в редакцию 21.02.2014
Поступила после доработки 25.03.2015

Введение

Метеорологическое обеспечение различных отраслей хозяйства и обороноспособности страны направлено на достижение высокого уровня безопасности и эффективности функционирования различных систем жизнедеятельности. К важнейшим требованиям, предъявляемым к метеорологическому обеспечению, относятся своевременность (оперативность) и полнота предоставления информации.

Конкретное содержание метеорологического обеспечения и конкретные требования к нему зависят от особенностей объектов метеорологического обеспечения, степени влияния метеоусловий на их применение и использование. По степени влияния метеоусловия принято делить на простые, сложные и опасные. Особое значение имеет информация о сложных условиях и опасных явлениях; своевременный диагноз и прогноз таких явлений составляет важнейшую задачу систем метеорологического обеспечения.

Автоматизация обработки метеорологической информации, развитие метеорологических информационных систем и технологий позволяет переходить к безбумажной и безлюдной технологии

метеобеспечения на основе создания комплексной автоматизированной системы метеобеспечения «КАСМЕТЕО».

Одним из вариантов построения «КАСМЕТЕО» является построение комплексной автоматизированной информационно-измерительной системы метеобеспечения авиации и прогноза опасных гидрометеорологических явлений. В состав такой системы входит ряд автоматизированных рабочих мест, называемых программно-аппаратными средствами (ПАС). ПАС предназначены для приема, обработки, документирования, визуализации и архивации метеорологической гидрометеорологической и радиометеорологической информации, поступающей и передаваемой по каналам связи, обобщения всей метеорологической информации и её доведения до широкого круга конечных потребителей, включая службы гражданских и военных аэропортов и аэродромов.

Принципы построения и структурная схема «КАСМЕТЕО»

Сформулируем основные принципы построения «КАСМЕТЕО». К ним относятся:

1. Модульность, позволяющая строить систему в виде логически законченных модулей, основываясь на протоколах информационного взаимодействия между входными и выходными данными каждого модуля;

2. Целостность, позволяющая осуществлять приём любой геофизической информации, проводить её обработку, архивацию, визуализацию на единой картографической основе и доведение до потребителя;

3. Гибкость, позволяющая интегрировать систему или её отдельные модули в уже существующие крупные комплексные информационные системы, а также адаптировать к условиям функционирования этих систем.

Структурная схема "КАСМЕТЕО" с учётом её развития представлена на рис. 1.

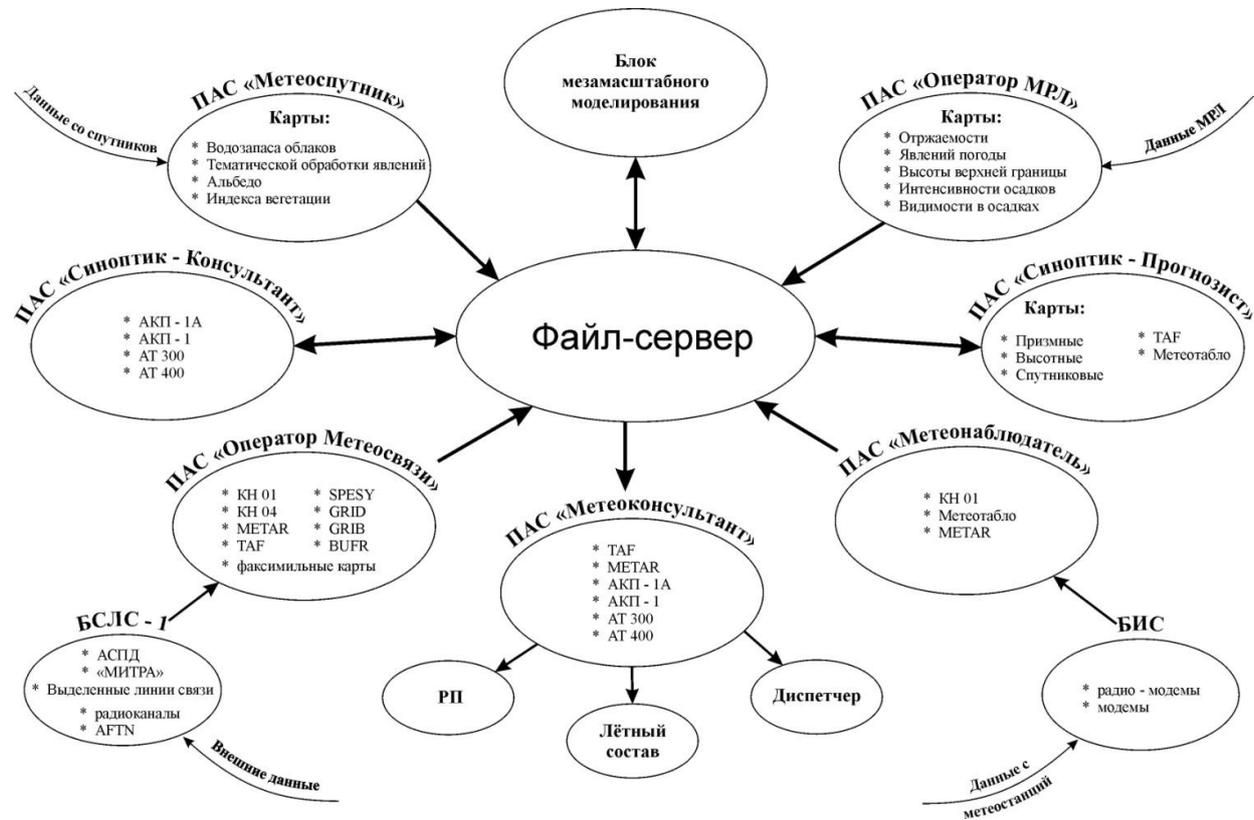


Рис. 1. Структурная схема "KACMETEO"

"КАСМЕТЕО" состоит из типовых программно-аппаратных средств (ПАС), ориентированных на решение специализированных гидрометеорологических прикладных задач. Все ПАС, входящие в систему, можно разделить на **три функциональные категории**:

- **Прием первичной** гидрометеорологической информации (ПАС «Оператор Метеосвязи», «Метеоспутник», «Оператор МРЛ», Метоенаблюдатель»);
- **Обработка информации** (ПАС «Синоптик-Прогнозист», «Синоптик-Консультант»);
- **Доведение информации до потребителя** (ПАС «Метеоконсультант»).

Рассмотрим отдельные элементы "КАСМЕТЕО" и их функционирование.

ПАС "Оператор Метеосвязи "

В ПАС «Оператор Метеосвязи» (представитель первой категории) предусмотрена возможность подключения через блок сопряжения с линиями связи (БСЛС) ко всем типам линий связи, используемых в настоящее время в Росгидромете для обмена информацией.

Наиболее удобным и приемлемым является подключение к метеорологической ЦКС «МТS» или изделию «Митра» по выделенной линии связи или по локальной сети. В этом случае объём принимаемой гидрометеорологической информации по TCP/IP каналу практически не ограничен техническими возможностями.

ПАС «Оператор Метеосвязи» выполняет функции промежуточного связного сервера для специализированных метеорологических сообщений, циркулирующих в системе, и внешних информационных сетях. В нем предусмотрена возможность приема и обработки (раскодировки) следующей гидрометеорологической информации:

- приземной и высотной погоды в кодах КН-01, КН-04;
- авиационной погоды в кодах METAR, SPECI, TAF;
- информации в кодах GRID, GRIB;

- радиолокационных метеорологических данных от автоматизированных радиолокаторов в кодах BUFR и RADOB;
- информации от метеорологических спутников, после прохождения географической привязки и автоматизированной обработки;
- растровой гидрометеорологической продукции в виде факсимильных карт;
- данных самолётного зондирования в коде AMDAR;
- штормовых сообщений в коде WAREP;
- грозопеленгационных данных.

Принятые и обработанные данные, согласно протоколам информационного взаимодействия, передаются на Файл-сервер, где они укладываются либо в файловую структуру архива, либо в SQL базу в соответствии с форматами хранения данных.

Раскодирование и обработка данных в кодах AMDAR и WAREP, а также грозопеленгационных данных относится к новым элементам информации, обрабатываемым в "КАСМЕТЕО".

ПАС «Оператор МРЛ»

ПАС «Оператор МРЛ» выполняет:

- приём и обработку метеорологической радиолокационной информации, поступающей от радиолокационной платформы (РЛП) метеорадиолокатора «Контур-К»;
- хранение первичной и вторичной радиолокационной информации на выделенном Файл-сервере;
- представление результатов радиолокационных метеорологических наблюдений с заданным периодом обновления.

ПАС «Оператор МРЛ» выполняет следующие функции:

- автоматическое включение и выключение РЛП метеорологического радиолокатора «Контур-К»;
- контроль работоспособности и технических характеристик в процессе получения радиолокационной отражаемости от облачных образований и местных предметов в полусфере обзора;

- автоматическое управление положением антенны (угол места, азимут), режимами работы приемо-передатчика и поворотной платформой метеорологического радиолокатора «Контур-К»;
- прием и обработка первичной информации о радиолокационной отражаемости, поступающей от метеорологического радиолокатора «Контур-К» с учетом сферичности земли и рефракции радиоволн;
- фильтрация мешающих отражений от местных предметов;
- прием навигационной информации (широты, долготы, курса, крена, дифферента), используемой при первичной обработке и при построении метеорологических карт погоды, привязанных к единой картографической основе;
- выделение зон опасных метеорологических явлений, связанных с радиолокационной отражаемостью и облачными полями (местоположение, тип, геометрические размеры, направление перемещения);
- построение следующих карт – продуктов вторичной обработки метеорологической радиолокационной информации:
 - Карта высоты верхней границы радиоэха (по заданному порогу отражаемости) в проекции на горизонтальную плоскость.
 - Карта явлений погоды (град, ливень, грозы, осадки и т.п.), в проекции на горизонтальную плоскость.
 - Карта отражаемости на различных высотных уровнях.
 - Карта интенсивности осадков.
 - Карта видимости в осадках.
- архивация первичной и вторичной метеорологической радиолокационной информации с возможностью последующего поиска и извлечения по запросу оператора;
- визуализация вторичной метеорологической радиолокационной информации в виде карт с цветовыми градациями, распределенными в ячейках пространства, с возможностью масштабирования;
- гибкая настройка дополнительной картографической информации (полярной палетки, рельефа и названия

метеорологических станций штормового кольца) в режиме просмотра полученной метеорологической информации;

- формирование телеграмм в коде RADOB на основании данных обзора;
- формирование пакетов информации в коде BUFR.

Внешний вид ПАС «Оператор МРЛ» представлен на рис. 2. Аналогичный вид имеют и другие ПАС, представленные в данной статье.



Рис. 2. Внешний вид рабочего места ПАС «Оператор МРЛ».

В последние годы ПАС «Оператор МРЛ» получило значительное развитие. Теперь оно может быть использовано в качестве средства обработки и отображения радиолокационной информации: как объемных файлов, так и файлов, полученных в коде BUFR, для доплеровских радиолокаторов WRM-200 (Вайсала, Финляндия), МРЛ-700С (ВНИИРА, Россия), а также для российских метеорологических радиолокаторов МРЛ-5 и ДМРЛ-С (Приказ, 2004). В 2013 г. МРЛ-700С со специальным программным обеспечением ПАС «Оператор МРЛ» успешно прошёл сертификационные испытания

Международного авиационного комитета (МАК), по результатам которых был получен Сертификат типа МАК № 602 от 12.11.2013 на Доплеровский метеорологический радиолокатор МРЛ-700С с антенной С-диапазона.

Ряд вопросов, связанный с получением и обработкой радиолокационной информации, более детально рассмотрен в работах (Басов и др., 2014; Дорофеев и др., 2014а; Дорофеев и др., 2014б).

ПАС "Метеонаблюдатель"

ПАС «Метеонаблюдатель» обеспечивает прием, обработку и хранение на Файл-сервере "КАСМЕТЕО" информации о текущей погоде, получаемой от базовых и удаленных метеорологических станций штормового кольца. ПАС «Метеонаблюдатель» осуществляет подготовку метеорологической информации в формате, ориентированном на дальнейшее использование синоптиком при подготовке диагноза и прогноза погоды (КН-01, METAR, "метеотабло"). В корабельном исполнении ПАС «Метеонаблюдатель» обеспечивают прием, обработку и архивацию информации от гидрологического зонда.

Приём информации с базовых и удалённых метеостанций в ПАС «Метеонаблюдатель» осуществляется через Блок Информационного Сопряжения (БИС) по последовательным каналам связи (Радиомодем, GSM-модем, выделенная модемная линия, Шот-модем, 485 и 422-стык) .

ПАС «Метеоспутник»

ПАС «Метеоспутник» обеспечивает прием, обработку метеорологической спутниковой информации с привязкой к единой картографической основе, хранение ее на Файл-сервере в согласованном формате и отображение на экране ПК информации от среднеорбитальных и геостационарных метеорологических искусственных спутников Земли (ИСЗ).

ПАС "Синоптик-Прогнозист"

ПАС «Синоптик-Прогнозист» используется в качестве:

- высокоинформативного и наглядного средства обобщения всей гидрометеорологической информации;
- средства проведения синоптического анализа и подготовки прогноза погоды.

ПАС «Синоптик-Прогнозист» обеспечивает обобщение, подготовку и формирование метеорологической продукции в виде:

- синоптических или кольцевых карт, построенных на основе раскодированных сообщений в кодах КН-01, METAR и дополненных изобарами, изотермами, изотенденциями, фактическими и прогностическими положениями фронтов и центров барических образований;

- карт высотной топографии, построенных на основе сообщений в кодах КН-04, GRID, GRIB и дополненных изобарами, изотермами, изотенденциями, фактическими и прогностическими положениями фронтов и центров барических образований;

- фактической и прогностической погоды для аэродрома базирования и запасных аэродромов в текстовой форме в формате METAR и TAF;

- композитных радиолокационных метеорологических карт погоды (карты явлений, высоты радиоэха) по зоне ответственности, дополненных при необходимости изобарами и направлением ветра;

- композитных спутниковых метеорологических карт погоды на единой картографической основе по зоне ответственности, дополненных при необходимости изобарами и направлением ветра.

Внешний вид ПАС «Синоптик-Прогнозист» аналогичен представленному на рис. 2.

Пример полученной с помощью ПАС "Синоптик-Прогнозист" синоптической карты погоды, дополненной фронтальным анализом и данными автоматизированных метеорологических радиолокаторов, представлен на рис. 3.

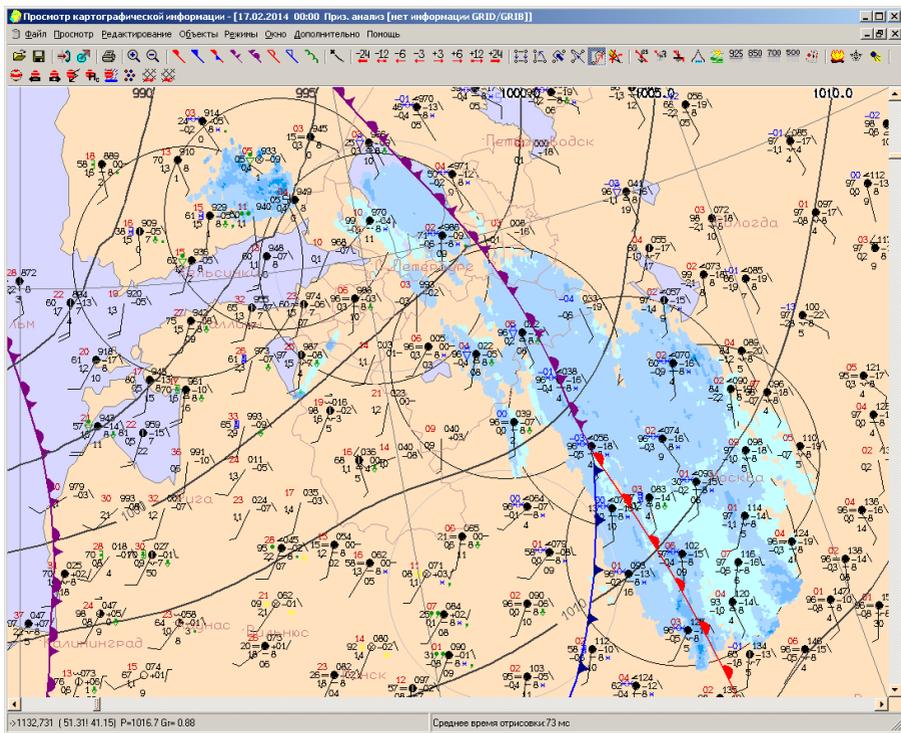


Рис.3. Синоптическая карта погоды, дополненная фронтальным анализом и данными автоматизированных метеорологических радиолокаторов.

ПАС «Синоптик-Консультант»

ПАС «Синоптик-Консультант» обеспечивает обобщение, подготовку и формирование метеорологической продукции в виде:

- фактических и прогностических карт особых явлений погоды в ближней (АКП-1А) и дальней (АКП-1) зоне;
- фактических и прогностических карт абсолютной топографии (АТ) на различных уровнях;
- фактических и прогностических карт погоды на основе сообщений в коде GRID, GRIB и BUFR по дополнительному перечню

в соответствии с технологическими особенностями аэропорта базирования;

- фактических данных о текущей погоде, полученных от базовых и штормовых метеостанций аэропорта базирования в виде журнала текущей погоды и в формате «метеотабло».

Все формы представления гидрометеорологической информации могут быть выведены на печатающее устройство и (или) переданы по каналам связи.

Использование ПАС «Синоптик-Консультант» совместно с ПАС «Синоптик-Прогнозист» полностью автоматизирует процесс составления карт особых явлений погоды (АКП), а также делает доступными прогностические методы, встроенные в ПАС «Синоптик-прогнозист».

ПАС «Метеоконсультант»

ПАС «Метеоконсультант» представляет собой комплекс средств доведения вторичной специализированной гидрометеорологической продукции до конечного потребителя (руководителя полетов (РП), летного состава и т.д.).

В отличие от других программно-аппаратных средств системы «КАСМЕТЕО» на рабочее место ПАС «Метеоконсультант» выводится только метеоинформация, необходимая для принятия оперативных решений. Это связано с жесткими требованиями обеспечения безопасности полетов. Просмотр метеоинформации не должен мешать руководителю полётов и диспетчерам выполнять основные функции управления воздушным движением.

ПАС «Метеоконсультант» по запросу оператора в режиме реального времени обеспечивает представление на экране монитора ПК следующей информации:

- приземной карты фактической погоды (кольцевой или синоптической), построенной на основании сообщений в кодах КН-01 и METAR;

- прогностической карты особых явлений погоды в ближней зоне (ниже 3000 м) на 24 ч (АКП-1А) и дальней зоне (выше 3000 м) на 24 ч (АКП-1);
- прогностической температурно-ветровой карты АТ-300 и АТ-400, построенной на основании сообщений в кодах GRID и GRIB;
- прогностической карты особых явлений погоды по маршруту полета для малой авиации;
- карты явлений погоды и высоты верхней границы радиоэха по данным метеорадиолокатора с привязкой к единой географической основе;
- информации SIGMET о фактическом или ожидаемом возникновении определенных явлений погоды по маршруту полета;
- информации в кодах METAR и TAF из базы авиаметеорологических данных по основному и запасному аэродрому;
- информации о текущей погоде аэропорта базирования в формате «метеотабло».

Блок мезомасштабного моделирования

Новым элементом "КАСМЕТЕО" является блок мезомасштабного моделирования, который создан на основе мезомасштабной модели WRF-ARW и служит для краткосрочного и сверхкраткосрочного прогноза погоды. На основе созданной технологии проводится усвоение данных автоматизированных радиолокационных и наземных наблюдений сети Росгидромета, используемых в дальнейшем для численного моделирования и прогноза погоды. Однако, этот вопрос требует отдельного и более детального рассмотрения.

Новые формы представления геофизической информации

ПАС «Метеоконсультант» обеспечивает формирование полигонов, построенных на основании полей гидрометеорологических величин и заданных оператором пороговых значений.

В настоящий момент перечень базовых метеорологических величин, для которых доступно формирование и передача построенных полигонов в ГИС включает 35 элементов и может уточняться в процессе дальнейшего развития «КАСМЕТЕО». Процедура экспорта сводится к записи файлов, содержащих готовую гидрометеорологическую информационную продукцию в транспортную директорию. При этом предлагается два варианта передачи информации (JSON, KML). После согласования данного протокола в программном обеспечении будет предусмотрена возможность настройки вариантов передачи информации для выбора наиболее оптимального для используемой технологии.

Заключение

Развитие «КАСМЕТЕО» применительно к задачам метеообеспечения авиации и прогноза опасных гидрометеорологических явлений, коснулось как увеличения источников и форм представления разнородной геофизической информации, включённой в обработку, так и расширения функциональных возможностей самой системы.

"КАСМЕТЕО", получившая своё развитие в "ГГО", имеет конструкторскую документацию на отдельные модули и систему в целом. Все разработанные СПО и база данных имеют государственную регистрацию. Практическое использование системы в оперативной практике осуществляется в Санкт-Петербургском Гидрометцентре.

Отдельные модули "КАСМЕТО" (ПАС «Синоптик-Прогнозист» и ПАС «Метеоконсультант») успешно функционируют на космодроме Байконур в аэропорту "Крайний".

"КАСМЕТЕО" в полном объёме установлена на тяжёлом авианесущем крейсере "Адмирал Кузнецов". Результаты эксплуатации системы наглядно демонстрируют её надёжность, возможность быстрого принятия решений для метеообеспечения авиации

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дорофеев Е. В., Дроздов А. Е., Тарабукин И. А., Мирончук А. Ф., Шаромов В. Ю. (2012). Особенности комплексирования разнородной метеорологической информации для обеспечения безопасности полётов летательных аппаратов в комплексной автоматизированной информационно-измерительной системе гидрометеорологического обеспечения безопасности полётов авиации ВМФ КАСМЕТЕО-К. // Труды ГГО. Вып. 565. С. 246—256.

Басов И. С., Дорофеев Е. В., Тарабукин И. А. (2014). Оценка зон устойчивого обнаружения и радиолокационного зондирования радиоэха // Труды ГГО. Вып. 571. С. 172—181.

Дорофеев Е. В., Львова М. В., Попов И. Б., Тарабукин И. А. (2014а). Применение критериев распознавания грозовых кучево-дождевых облаков в алгоритмах вторичной обработки радиолокационной информации, получаемой с помощью метеорадиолокаторов нового типа // Труды ГГО. Вып. 572. С. 140—152.

Дорофеев Е. В., Львова М. В., Попов В. Б., Тарабукин И. А. (2014б). Использование сопоставления метеорологических радиолокационных данных с целью относительной калибровки метеорологических радиолокаторов // Труды ГГО. Вып. 572. С. 153—161.

Приказ (2004). Приказ № 95 о внедрении на радиолокационной сети Росгидромета “Основных технических требований к системе обнаружения опасных атмосферных явлений и штормового оповещения на базе метеорологических радиолокаторов”. Москва. 21.06.2004 г. www.bestpravo.ru/rossijskoje/sogodarstvo/x5p.htm.

<http://www.mak.ru/russian/kommissions/ksao/certificates/meteo.pdf>.

РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНИТЕЛЬНЫХ ДИСТАНЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ИНТЕГРАЛЬНОГО СОДЕРЖАНИЯ ВОДЯНОГО ПАРА В СТОЛБЕ АТМОСФЕРЫ

*В. В. Ипатов¹, Н. В. Терёб¹, С. А. Рубцов¹, В. В. Широков¹,
Н. И. Сизов¹, Г. Н. Ильин², В. Ю. Быков², В. Г. Стэмковский²*

¹Научно-производственное объединение «Гайфун»
249038 Калужская обл., Обнинск, ул. Победы, д. 4.

²Институт прикладной астрономии РАН
197110 Санкт-Петербург, Ждановская ул., д. 10
e-mail: ipatov@rpatyphoon.ru

Поступила в редакцию 28.02.2015
Поступила после доработки 31.03.2015

Введение

В настоящее время для дистанционного определения интегрального влагосодержания атмосферы (другие наименования — осажденная вода или precipitable water, PW) используется несколько методов. К ним относятся дифференциальные (т. е. в полосе поглощения водяного пара и вне ее) измерения пропускания атмосферы в оптическом диапазоне длин волн, дифференциальные измерения радиояркостной температуры атмосферы в СВЧ диапазоне и измерения задержки радиосигнала водяным паром. Реализуются эти методы с помощью солнечных спектрофотометров, ИК-спектрометров, специальных СВЧ радиометров, глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС), радиоинтерферометров со сверхдлинной базой. Более подробно основные из использованных при выполнении этой работы методы будут рассмотрены ниже.

Для определения различий в результатах измерения PW при использовании аппаратуры, основанной на значительно

различающихся принципах измерения, весной — летом 2014 г. был выполнен цикл измерений с помощью СВЧ радиометра водяного пара РВП (Быков и др., 2013), спектрофотометрического комплекса для мониторинга атмосферного аэрозоля и водяного пара КАМА (Тереб и др., 2013), спектрометрического комплекса для мониторинга парниковых газов (Арефьев и др., 1988). Использовались также данные о задержке радиосигналов GPS (Bevis et al, 1992). Измерительный комплекс в составе первых трех приборов (КАМА, РВП и ИК спектрометр) располагался на территории полигона высотной метеорологической мачты (ВММ) НПО «Тайфун», г. Обнинск.

Определение задержки сигнала GPS производилось по результатам измерений на станции МОВJ, расположенной на расстоянии $\approx 1,5$ км от места расположения основного измерительного комплекса. Приёмник сигналов ГНСС станции МОВJ входит в международную службу IGS (International GNSS Service, <http://www.igs.org/network>). Оперативные данные о PW со станции МОВJ доступны каждые 6 ч, а наиболее точные данные — спустя 21 день по ftp-адресу:

<ftp://cddis.gsfc.nasa.gov/pub/gps/products/troposphere/zpd/>.

Для сравнительного анализа полученных результатов привлечены данные измерений PW солнечным фотометром компании Cimel, который установлен на станции «Звенигород» (Звенигородская научная станция ИФА РАН, 70 км севернее Обнинска). В работе также использованы данные по PW, полученные из радиозондовых измерений температуры и относительной влажности на метеостанциях «Сухиничи» (140 км южнее Обнинска) и «Долгопрудный» (110 км к северо-востоку от Обнинска). Информация о Звенигородской научной станции и сами данные доступны по адресу: http://aeronet.gsfc.nasa.gov/new_web/photo_db/Zvenigorod.html. Информация по метеостанциям и данные радиозондирования размещена на сайте университета Вайоминга по адресу <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>.

1. Аппаратные средства

1.1. Спектрофотометрический комплекс для мониторинга атмосферного аэрозоля и водяного пара КАМА

Спектрофотометрический комплекс (Тереб и др., 2012) состоит из солнечного фотометра и системы ориентации и управления. Основа солнечного фотометра — блок полихроматоров на вогнутых голографических дифракционных решетках с минимизацией астигматизма и меридиональной комы на плоскости дефокусировки. Регистрация спектра производится многоэлементным ПЗС-фотоприемником.

Стабильность спектральной шкалы в процессе работы контролируется с погрешностью один пиксел ($\approx 0,2$ нм) по положению атмосферной линии поглощения O_2 762 нм. Энергетическая градуировка осуществлена при помощи стандарта энергетической освещенности, аттестованного во ВНИИОФИ Госстандарта РФ.

Поле зрения полихроматора, равное $1,2^\circ$, формируется при помощи бленды. Система ориентации и управления спектрофотометра обеспечивает слежение за Солнцем с погрешностью, не превышающей $3'$. Солнечный фотометр установлен в помещении, световой поток передается при помощи зеркально-призменного световода.

Для определения РВ использовались спектральные интервалы с центрами на длине волны 670, 870 и 940 нм. Интервалы на 670 и 870 нм — атмосферные окна пропускания, интервал на 940 нм содержит полосу поглощения водяного пара.

Попытки использовать спектральную полосу 940 нм для определения РВ относятся еще к 1912 г. (Fowle, 1912). Результаты наземных измерений РВ этим методом по состоянию на конец 90-х годов прошлого века обобщены в работе (Ingold et al, 2000), в которой можно найти обширную литературу по этому вопросу.

В настоящей работе реализован подход, предложенный в (Michalsky et al, 2001). Этот подход основан на применении

лабораторного стандарта энергетической освещенности и был рекомендован также в (Schmid et al, 2001) в числе трех других.

Согласно этим работам, пропускание по оптической трассе $T_{PW}(\bar{\lambda})$, осредненное по спектру поглощения и спектру источника с учетом аппаратной функции полихроматора, определяется из выражения:

$$\frac{V(\lambda_{940})}{V(\lambda_{870})} = \frac{E_0(\lambda_{940})E_L(\lambda_{870})V_L(\lambda_{940})}{E_0(\lambda_{870})E_L(\lambda_{940})V_L(\lambda_{870})} T_{PW}(\bar{\lambda}) \times \\ \times \exp\{-m[\tau_R(\lambda_{940}) + \tau_a(\lambda_{940}) - \tau_R(\lambda_{870}) - \tau_a(\lambda_{870})]\},$$

где $V(\lambda_{940})$, $V(\lambda_{870})$ — сигналы в полосе поглощения водяного пара 940 нм и в атмосферном окне прозрачности 870 нм;

$E_L(\lambda_{940})$, $E_L(\lambda_{870})$ — освещенности, создаваемые стандартом энергетической освещенности;

$E_0(\lambda_{940})$, $E_0(\lambda_{870})$ — освещенности на границе земной атмосферы;

$V_L(\lambda_{940})$, $V_L(\lambda_{870})$ — сигналы от стандарта энергетической освещенности;

m — атмосферная масса;

τ_R и τ_a — соответственно рэлеевская и аэрозольная толщина атмосферы.

Рэлеевская толщина атмосферы определялась расчетным путем с учетом приземного атмосферного давления. Аэрозольная толщина $\tau_a(\lambda_{940})$ определялась экстраполяцией аэрозольных толщин $\tau_a(\lambda_{670})$ и $\tau_a(\lambda_{870})$ на интервал 940 нм.

Расчет зависимости $T(PW)$ (т. е. зависимости пропускания на наклонной оптической трассе от влагосодержания вдоль этой наклонной трассы) производился методом line-by-line с использованием базы данных HITRAN. Описание программы расчета можно найти в работе Кашина с соавторами (2000). При вычислении функции пропускания земной атмосферы использовалась математическая свертка с аппаратной функцией полихроматора.

Расчеты показали, что различия в величине поглощения прямого солнечного излучения при фиксированном содержании водяного пара и различных предельных значениях других параметров атмосферы,

влияющих на ее оптические свойства, невелики — среднее квадратическое отклонение аппроксимирующей кривой $PW(\tau_{940})$ от расчетных точек составило 4 % в диапазоне наклонных оптических толщин от 0 до 4,6. Это объясняется очень широкими, по сравнению со спектральной шириной линий поглощения водяного пара, интервалами усреднения оптических спектральных характеристик, обусловленными шириной аппаратной функции и диапазоном усреднения данных в приемном устройстве. Поэтому расчеты PW проводились по аппроксимирующей зависимости $PW(\tau_{940})$ единой для всех условий наблюдения.

Суммарная погрешность определения PW с учетом наличия дополнительных неопределенностей, вызванных погрешностью стандарта энергетической освещенности и солнечной освещенности на границе земной атмосферы, составляет, как считается, около 10 % (Галкин и др., 2004).

1.2. ИК спектрометр для мониторинга парниковых газов, включая водяной пар

ИК спектрометр для мониторинга парниковых газов состоит из одинарного дифракционного монохроматора с устройством спектрального сканирования, устройства слежения за Солнцем, охлаждаемого ИК фотоприемника и цифровой системы регистрации. Устройство слежения за Солнцем — двухзеркальное, типа целостата, датчиками являются фотодиоды, расположенные вблизи входной щели монохроматора.

Для измерения PW регистрируется узкий участок спектра атмосферы около 2,04 мкм на крыле полосы поглощения CO_2 с центром около 2,06 мкм. Определение PW производится путем последовательной подгонки синтезированного спектра под реально измеренный. Подробное описание аппаратуры и методики измерений можно найти в работе В. Н. Арефьева соавторами (1988), в которой погрешность измерений PW при помощи ИК спектрометра оценивается в 1%.

1.3. СВЧ радиометр водяного пара РВП

РВП представляет собой прибор для измерения радиояркостной температуры излучения атмосферы (ЯТА) на двух частотах $\approx 20,7$ ГГц и $\approx 31,4$ ГГц (Быков и др., 2013). По результатам измерений яркостной температуры атмосферы производился расчёт оптической толщины атмосферы и линейно связанных с этим параметром текущих значений РВ. РВП на сегодняшний день является практически единственным средством отечественного производства для оперативной (каждые 10 с) оценки значений РВ. Режим работы РВП — круглосуточный, непрерывный. Модель расчёта значений РВ предусматривает использование текущих значений приземных метеопараметров: давления и температуры. При обработке результатов измерений РВП использовались данные метеонаблюдений, проводимых на полигоне ВММ. Для РВП за счёт принятых конструктивных решений и метода калибровки принимаемых сигналов практически исключено влияние на результат измерений вариаций коэффициента усиления СВЧ трактов радиометрических блоков, а также их шумовых параметров. Относительная нестабильность внутренних опорных калибровочных сигналов находится на уровне выше $1 \cdot 10^{-4}$ на годовом интервале времени (Быков и др., 2012, Быков и др., 2013). Высокая чувствительность РВП к вариациям ЯТА обеспечивает его высокую чувствительность к вариациям РВ.

Погрешность измерений РВ с помощью РВП складывается из следующих основных составляющих: погрешности измерений ЯТА и погрешности модели расчёта РВ. Чувствительность РВП к ЯТА (δT_A), определяемая шумовой температурой радиометрических блоков (К) и полосой частот регистрируемых сигналов (с^{-1}), составляет:

$$\delta T_A \approx 0,02 \text{ К} \cdot \text{с}^{-0,5} \quad (2)$$

Как показывают данные РВП, установленного в обсерватории «Светлое» ИПА РАН (Приозерский район Ленинградской области),

значения PW , г/см^2 , связаны с ЯТА на частоте 20,7 ГГц, эмпирическим соотношением:

$$PW \approx 0,054 \cdot T_A \quad (3)$$

Из (2) и (3) следуют два практически значимых вывода:

— чувствительность РВП при измерениях PW заведомо превышает требования к значению данного параметра — не хуже 0,1 К;

— влиянием собственных шумов радиометрических блоков РВП на результат измерений можно пренебречь.

СКО абсолютных измерений ЯТА радиометром РВП находится на уровне не хуже 1 К. Таким образом, с помощью РВП возможно проводить оценку значений PW с погрешностью до $(0,05 \div 0,1) \text{ г/см}^2$. В условиях выпадения дождевых осадков погрешность измерений PW радиометром водяного пара увеличивается.

1.4. Приёмник сигналов ГНСС

Методика расчета PW на основе измерения тропосферной задержки сигналов навигационной системы GPS приведена и в (Bevis et al., 1992). Тропосферная задержка представляет сумму гидростатической и влажностной компонент. Гидростатическая компонента тропосферной задержки рассчитывалась в соответствии с моделью Saastamoinen (1972). Влажностная составляющая тропосферной задержки (BTZ), [см], связана с PW соотношением:

$$BTZ = \left(0,106 + \frac{1732}{T_{cp}} \right) \cdot PW, \quad (4)$$

где T_{cp} , — средняя температура атмосферы, К.

Коэффициенты в формуле (4) рассчитаны на основе данных, представленных в (Rueger, 2002).

T_{cp} определялась по приземной температуре T_{10} на основе модели, построенной по результатам измерений радиозондов для средних широт:

$$T_{cp} = 0,73 \cdot T_{10} + 63,7 \quad (5)$$

Как показывают данные РВП в обсерватории «Светлое», средние значения оптической толщины не превосходят 0,15 за исключением периодов выпадения осадков. При отсутствии облаков оптическая толщина принимает значения менее 0,1. При таких условиях погрешности определения значений T_{cp} , которые лежат в пределах ± 5 К, практически не сказываются на погрешности определения оптической толщины атмосферы и, соответственно, PW .

2. Измерения PW и их анализ

Параллельные измерения PW при помощи спектрофотометра КАМА ($PW_{КАМА}$) и радиометра РВП ($PW_{РВП}$), проводились в марте—июле 2014 г. в течение 14 дней. Там, где это оказалось возможным, данные с КАМЫ и РВП были дополнены данными с ИК спектрометра ($PW_{ИК}$). Продолжительность измерений в течение дня лимитировалась состоянием оптической погоды.

В табл. 1 представлены среднедневные значения PW и среднеквадратичные отклонения. В этой же таблице приведены значения PW , вычисленные на основе результатов измерения тропосферной задержки по сигналам навигационной системы GPS на станции МОБЖ (PW_{GPS}), значения PW по измерениям солнечным фотометром компании Cimel на станции «Звенигород» (PW_{Cimel}) и значения PW по данным радиозондирования на метеостанциях «Сухиничи» и Долгопрудный ($PW_{Сухиничи}$ и $PW_{Долгопрудный}$).

Для лучшей визуализации данные табл. 1 показаны на рис. 1 в виде графика.

Среднее значение и доверительный интервал внутрисуточных изменений PW при 95 % доверительной вероятности по данным станции МОБЖ составили $(11,6 \pm 4,7)$ %, по данным радиометра РВП – $(4,3 \pm 1,6)$ %, по данным спектрофотометра КАМА — $(11,4 \pm 2,6)$ %, по данным ИК спектрометра $(16,4 \pm 9,0)$ %, по данным фотометра компании Cimel на станции «Звенигород» $(4,0 \pm 1,6)$ %.

Таблица 1

Среднедневные значения РВ и СКО (г/см²)

Дата	PW _{GPS}	PW _{РВП}	PW _{КАМА}	PW _{икс}	PW _{Симел}	PW _{Сухиничи}	PW _{Долгопрудный}
27.03.2014	0,21 ± 0,05	0,39 ± 0,02	0,31 ± 0,02	—	—	0,481	—
28.03.2014	0,38 ± 0,08	0,47 ± 0,02	0,41 ± 0,04	0,41 ± 0,04	—	0,498	0,257
29.03.2014	0,27 ± 0,08	0,38 ± 0,03	0,31 ± 0,03	0,33 ± 0,11	—	0,384	0,331
10.04.2014	0,24 ± 0,04	0,34 ± 0,01	0,31 ± 0,02	0,37 ± 0,10	0,31 ± 0,01	0,420	0,280
11.04.2014	0,28 ± 0,05	0,47 ± 0,02	0,32 ± 0,03	0,36 ± 0,11	0,32 ± 0,01	0,396	0,310
24.04.2014	0,47 ± 0,05	0,58 ± 0,06	0,49 ± 0,07	—	0,46 ± 0,03	0,505	0,492
25.04.2014	0,85 ± 0,03	0,82 ± 0,01	0,46 ± 0,03	—	0,69 ± 0,02	0,726	0,867
26.04.2014	0,58 ± 0,04	0,80 ± 0,01	0,50 ± 0,11	—	0,56 ± 0,02	0,863	—
29.04.2014	1,36 ± 0,02	1,36 ± 0,03	1,02 ± 0,04	—	1,10 ± 0,01	1,231	1,011
25.07.2014	1,88 ± 0,19	2,09 ± 0,19	1,52 ± 0,21	—	1,86 ± 0,20	1,831	2,393
27.07.2014	1,91 ± 0,10	2,08 ± 0,03	1,62 ± 0,27	—	1,99 ± 0,05	1,504	1,636
28.07.2014	2,12 ± 0,06	2,33 ± 0,03	1,69 ± 0,19	1,91 ± 0,05	2,09 ± 0,04	1,887	2,167
29.07.2014	1,91 ± 0,13	2,06 ± 0,11	1,66 ± 0,25	1,70 ± 0,12	1,86 ± 0,07	1,643	1,821
31.07.2014	1,72 ± 0,11	1,95 ± 0,08	1,57 ± 0,23	—	1,59 ± 0,07	—	1,757

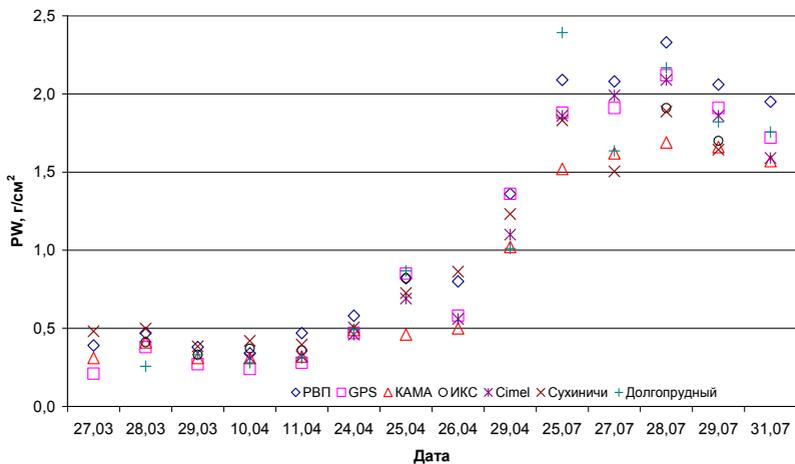


Рис. 1. Ход PW по данным наблюдений приборами разных типов в Обнинске, Зеленограде, Долгопрудном и Сухиничах.

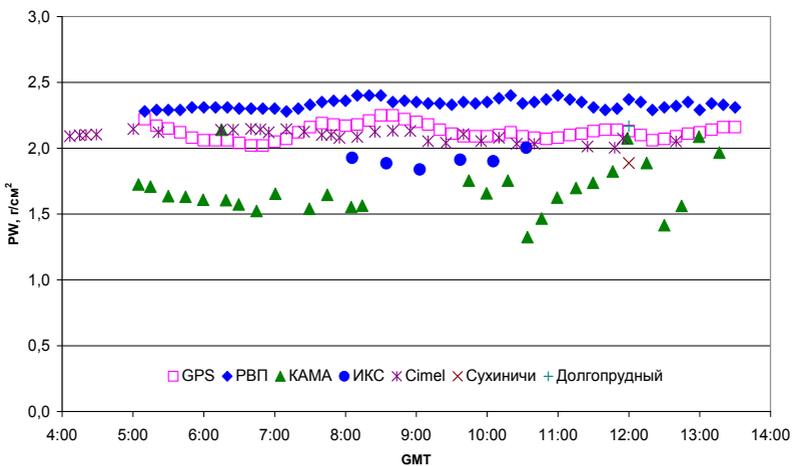


Рис. 2. Дневной ход PW 28 июля 2014 г. по приборам разных типов и по данным радиозондирования:
 × — станция Сухиничи, + — станция Долгопрудный.

Внутридневной ход $PW_{КАМА}$, PW_{GPS} , $PW_{ИКС}$ и $PW_{РВП}$ за 28 июля 2014 г. показан на рис. 2. На этом же рисунке показан также ход PW за этот день по показаниям фотометра Cimel и значения PW по данным радиозондирования на станциях «Сухиничи» и Долгопрудный».

Связь между $PW_{КАМА}$, PW_{GPS} , $PW_{ИКС}$, $PW_{РВП}$ и значениями PW , полученными по наблюдениям солнечным фотометром Cimel (PW_{Cimel}) представлена на рис. 3. Результаты измерений PW_{Cimel} были выбраны в качестве основы для сравнения по следующим основаниям:

- а) станция «Звенигород» находится ближе к Обнинску, чем метеостанции «Сухиничи» и «Долгопрудный»;
- б) фотометр Cimel проходит периодическую поверку и измерения PW с его помощью можно считать метрологически обеспеченными.

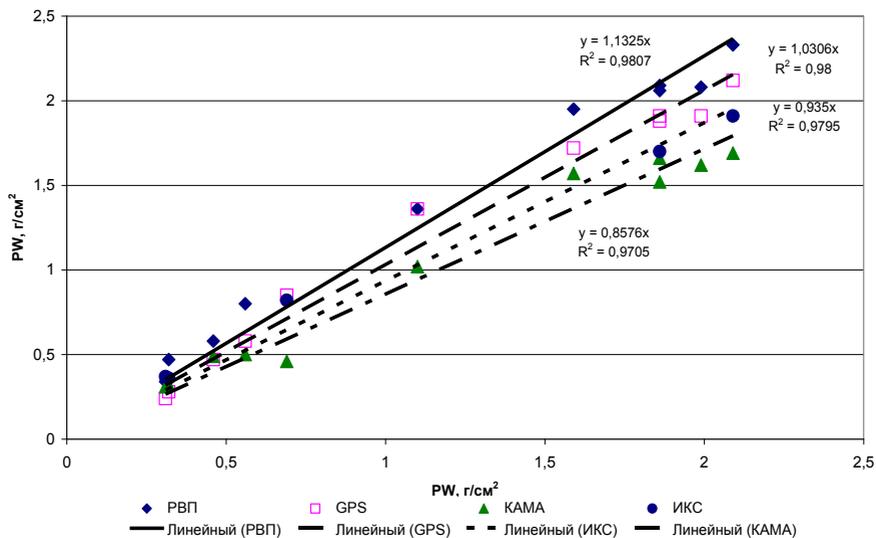


Рис. 3. Связь между интегральным влагосодержанием атмосферы $PW_{КАМА}$, PW_{GPS} , $PW_{ИКС}$, $PW_{РВП}$ с PW_{Cimel} .

На рис. 3 приведены уравнения регрессионных прямых (пересечение с началом координат задано жестко) и величины достоверности аппроксимации R^2 .

Табл. 1 и рис. 1—3 показывают, что рассмотренные методы дали вполне удовлетворительное совпадение результатов. Однако имеются заметные расхождения в некоторых измерениях в значениях PW между системами, использующими разнотипную методику измерений и разнотипное аппаратное оснащение, которые могут достигать 30 %, что особенно заметно при малых величинах PW . Это свидетельствует о том, что в показаниях приборов может присутствовать неучтенная систематическая погрешность, которая не исключается внутренними калибровками. Измерения $PW_{КАМА}$ дают заниженные, по сравнению с другими приборами, результаты. Внутриведенная изменчивость, по-видимому, является характеристикой случайной погрешности измерений. С этой точки зрения, наименьшую и почти одинаковую случайную погрешность измерений, и, по-видимому, не имеющей систематической зависимости от PW , имеют РВП (средняя внутриведенная изменчивость $PW_{РВП}$ составляет $4,3 \pm 1,6$ %) и солнечный фотометр компании Cimel (средняя внутриведенная изменчивость PW_{Cimel} составляет $4,0 \pm 1,6$ %). Так же следует иметь в виду, что измерения РВП выполняются непосредственно в зенит, тогда как все остальные методы используют наклонные базы. При пересчете содержания PW в зенит это тоже может служить дополнительным источником расхождения в полученных результатах.

ИК спектрометр, в нашем случае, имеет самую высокую случайную погрешность измерений (средняя внутриведенная изменчивость $PW_{ИКС}$ составляет $16,4 \pm 9,0$ %), причем внутриведенная изменчивость сильно зависит от величины $PW_{ИКС}$, достигая 33 % при $PW_{ИКС} = 0,27$ г/см² и снижаясь до единиц процентов при сравнительно высоких значениях, порядка 2 г/см², $PW_{ИКС}$. Такое поведение внутриведенной изменчивости и, соответственно, случайной погрешности измерений вызвано, по-видимому, более высоким уровнем флуктуаций, возникающих при восстановлении PW , при малых $PW_{ИКС}$. Однако следует отметить, что средние значения PW для ИК спектрометра и КАМА близки, что может быть следствием использования одного и того же физического принципа измерений с использованием спектров поглощения в оптическом диапазоне.

Спектрофотометр КАМА имеет среднюю между РВП и солнечным фотометром компании Cimel случайную погрешность измерений. Средняя внутрисуточная изменчивость $PW_{КАМА}$ составляет $(11,4 \pm 2,6 \%)$; систематическая зависимость внутрисуточной изменчивости $PW_{КАМА}$ от значения $PW_{КАМА}$ отсутствует.

Результаты измерений на основе задержки радиосигнала GPS станции МОБЖ обладает значительной зависимостью случайной погрешности измерений PW_{GPS} от величины PW : внутрисуточная изменчивость PW_{GPS} изменяется от 30% при $PW_{GPS} = 0,27 \text{ г/см}^2$ до единиц процентов при значениях PW_{GPS} порядка 2 г/см^2 .

Коэффициент корреляции для всех регрессионных зависимостей, показанных на рис. 3, превышает 0,98.

Заключение

Расхождение в измеренных значениях PW между системами, использующими разнотипную методику измерений и разнотипное аппаратное оснащение, может быть весьма значительным и достигать приблизительно 25 % для среднесуточных величин. Это свидетельствует о том, что в показаниях приборов может присутствовать неучтенная систематическая погрешность, которая не исключается внутренними калибровками. Но высокие коэффициенты корреляции для среднесуточных значений PW относительно солнечного фотометра компании Cimel свидетельствуют о возможности внесения корректирующих коэффициентов при калибровке приборов путем сличения с прибором, определенном в качестве стандарта.

Относительная случайная погрешность измерений PW солнечными фотометрами (КАМА и компании Cimel) и СВЧ радиометром водяного пара не зависит от значения PW , в отличие от ИК спектрометра и аппаратуры определения PW на основе измерения тропосферной задержки сигналов GPS, у которых погрешность измерения PW резко возрастает при малых PW .

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Арефьев В.Н., Вишератин К.Н., Устинов В.П.* (1988). Спектроскопические исследования влагосодержания атмосферы // Оптика атмосферы. Т. 1. № 8. С. 122—124.
- Быков В. Ю., Ильин Г. Н.* (2012). Регулируемые генераторы шума К-диапазона длин волн // Приборы и техника эксперимента. № 6. С. 66.
- Быков В. Ю., Ильин Г. Н., Стэмповский В. Г., Шишикин А. М.* (2013). Высокостабильный двухканальный радиометр водяного пара для измерений тропосферной задержки в реальном времени // Труды ИПА РАН. Вып. 27. С. 210—215.
- Галкин В. Д., Сальников И. Б., Никанорова И. Н., Ляйтерер У., Ниберт Т., Алексеева Г. А., Новиков В. В., Ильин Г. Н., Пахомов В. П.* (2004). Лабораторный комплекс для калибровки фотометров, использующих оптический метод определения содержания водяного пара в атмосфере Земли // Известия Главной астрономической обсерватории в Пулкове. № 217. С. 472—484.
- Жаров В. Е.* (2006). Сферическая астрономия. — Фрязино: Век-2. 480 с.
- Кашин Ф. В., Арефьев В. Н., Вишератин К. Н., Каменоградский Н. Е., Семенов В. К., Сияков В. П.* (2000). Результаты экспериментальных исследований радиационно-активных составляющих атмосферы в центре Евразии // Известия АН СССР. Физика атмосферы и океана. Т. 36. № 4. С. 463—492.
- Матвеев Л. И.* (2007). История РСДБ — становление и развитие. — СПб.: Институт прикладной астрономии. 35 с.
- Тереб Н. В., Кашин Ф. В., Вишератин К. Н., Ипатов В. В., Комаров А. В., Потанов В. Н., Рубцов С. А., Широков В. В.* (2012). Комплекс для мониторинга аэрозольного и газового состава атмосферы МР-32. / «Контроль окружающей среды и климата: КОСК-2012»: / Под общ. ред. М. В. Кабанова, А. А. Тихомирова. VIII Всероссийский симпозиум (с привлечением иностранных ученых), Томск, 1—3 октября 2012 г. — Томск: Аграф-Пресс. 248 с.
- Bevis M, Businger S, Herring T. A, Rocen C, Anthes R. A, Ware R. H.* (1992). GPS Meteorology' RemoteSensing of Atmospheric Water Vapor Using the Global Positioning System // Journal of Geophysical Research. Vol. 97. № D14 P. 15,787—15,801.
- Fowle F. E.* (1912). The spectroscopic determination of aqueous vapor // Astrophys. J. Vol. 35. P. 149—162.
- Ingold T., Schmid B., Mätzler C., Demoulin P., Kämpfer N.* (2000). Modeled and empirical approaches for retrieving columnar water vapor from solar transmittance measurements in the 0.72, 0.82 and 0.94- μm absorption bands // J. Geophys. Res. Vol. 105. P. 24327—24343.

Michalsky J. J., Min Q., Kiedron P. W., Slater D. W., Barnard J. C. (2001). A differential technique to retrieve column water vapor using sun radiometry // *J. Geophys. Res.* Vol. 106. #D15. P. 17433—17442.

Rueger, J. M. (2002). Refractive Index Formulae for RadioWaves // In «JS28: Integration of Techniques and Corrections to Achieve Accurate Engineering», FIG XXII International Congress, Washington, DC, April 19—26, 2002.

Saastamoinen J. (1972) .Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites. The Use of Artificial Satellites for Geodesy // *Geophys. Monogr. Ser.* Vol. 15. P. 247—251.

Schmid B., Michalsky J. J., Slater D. W., Barnard J. C., Halthore R. N., Liljegren J.C., Holben B. N., Eck T. F., Livingston J. M., Russell P. B., Ingold T., Slutsker I. (2001). Comparison of columnar water-vapor measurements from solar transmittance method // *Applied Optics.* Vol. 40. № 12. P. 1886—1896.

Tereb N. V., Ipatov V. V., Komarov A. V., Potapov V. N., Rubtsov S. A., Shiroto V. V. (2013). A complex MR-32 for atmospheric gas and aerosol composition monitoring. II. Monitoring of atmospheric aerosol // International symposium “Atmospheric radiation and dynamics” (ISARD-2013), 24—27 June 2013, Saint-Petesburg-Petrodvorets. Proceedings. —. S-Petersburg: S-Petersburg state university. 158 p.

**ФОРМИРОВАНИЕ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА
ТОРФЯНОЙ ЗАЛЕЖИ ПРИ ИЗМЕНЕНИИ КЛИМАТИЧЕСКИХ
ХАРАКТЕРИСТИК В СЕВЕРНОЙ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ
ЗОНЕ ОЛИГОТРОФНЫХ БОЛОТ ЕТР**

И. Л. Калюжный, В. И. Батуев

Государственный гидрологический институт
199053 Санкт-Петербург, В.О., 2-я линия, д. 23
E-mail: hfl@mail.ru

Поступила в редакцию 17.02.2015
Поступила после доработки 16.04.2015

Проектирование и строительство различных объектов промышленной инфраструктуры, в том числе и линейных сооружений на болотных массивах, невозможны без учета основных показателей температурного режима торфяной залежи, особенно при современных изменениях климата.

Периодические изменения теплообмена на поверхности деятельного слоя торфяной залежи обуславливают временный ход температуры на глубинах и ее вертикальное распределение. Эти изменения зависят от теплофизических свойств почвы, характеристик внешней среды, поэтому на минеральных почвах и на болотах они неодинаковы.

Изученность пространственных и временных изменений температурного режима торфяной залежи как осушенных, так и неосушенных болотных массивов незначительна. Основные экспериментальные результаты изложены в работах А. Д. Дубаха (1944), В. В. Романова (1961), С. А. Чечкина (1970) и на ограниченном материале — в монографии «Болота Западной Сибири...» (1976). Исследования изменений температурного режима торфяной залежи болот под воздействием климатических факторов полностью

отсутствуют. Между тем, данные наблюдений за температурным режимом торфяной залежи в Прибеломорской провинции олиготрофных болот северной тайги (болотный массив Иласское, Архангельская область) и в провинции средней тайги и выпуклых болот юго-восточной Финляндии и Карельского перешейка (болотный массив Ламмин-Суо, Карельский перешеек) имеются за период более 50 лет.

Наблюдения за температурной торфяной залежи на этих болотных массивах производились по единой методике, изложенной в Наставлении (1990), при помощи почвенно-вытяжных термометров ТПВ-50, установленных на глубинах 0; 0,20; 0,40; 0,80; 1,60 и 3,20 м. По данным этих наблюдений получены сведения о суточном и годовом ходе температуры на различных глубинах торфяной залежи (Романов, 1961; Чечкин, 1970).

Результаты наблюдений за более чем 50 лет позволяют рассмотреть пространственные и временные изменения характеристик теплового режима залежи в условиях изменения климатических факторов.

В работах Калюжного с соавторами (2010, 2011, 2012) показано, что изменение климата последнего тридцатилетия оказывает существенное влияние на гидрологический режим и устойчивость олиготрофных болот. Существенные изменения гидрологического режима в зоне олиготрофных болот наблюдаются, начиная с 1978—1980 г. В Северо-Западном и Северном регионах России интенсивность изменения гидрометеорологических характеристик на болотных массивах различна. Процесс изменений более интенсивно протекает в Северо-Западном регионе, где он оказывает влияние на все фазы гидрологического режима болот. Именно 1978—1980 гг. являются рубежом, с которого наблюдается рост температуры торфяной залежи обусловленный теплообменом деятельного слоя болота с деятельным слоем атмосферы.

Контактной зоной теплового взаимодействия является поверхность деятельного слоя. В связи с этим между температурой поверхности болота и температурой внешней среды (т. е. воздуха) существует тесная взаимосвязь. В табл. 1 приведены уравнения

зависимости среднегодовых температур торфяной залежи от поверхности до глубины 3,20 м от средней годовой температуры воздуха на болотном массиве Ламмин-Суо.

Таблица 1

Уравнения зависимости средней годовой температуры (°С) торфяной залежи на глубинах от среднегодовой температуры воздуха на болотном массиве Ламмин-Суо

Глубина, м	Уравнение регрессии	Коэффициент корреляции
0,00	$T_{0,00} = 1,32 T_B + 0,36$	0,75
0,20	$T_{0,20} = 4,35 T_B^{0,25}$	0,72
0,40	$T_{0,40} = 4,67 T_B^{0,21}$	0,71
0,80	$T_{0,80} = 4,87 T_B^{0,17}$	0,69
1,60	$T_{1,60} = 5,22 T_B^{0,12}$	0,60
3,20	$T_{3,20} = 5,64 T_B^{0,06}$	0,40

Приведенные уравнения и коэффициенты корреляции однозначно показывают, что влияние температуры внешней среды уменьшается по мере увеличения глубины залежи. Если на поверхности коэффициент корреляции сравниваемых температур равен 0,75, то на глубине 3,20 м он составляет 0,40. Связь между среднегодовой температурой на поверхности болота и на глубине 3,20 м незначительна.

Температура поверхности торфяной залежи обусловлена теплообменом между приземным слоем воздуха и деятельным слоем залежи. Теплопроводность торфа является основной характеристикой, определяющей интенсивность теплообмена между различными слоями торфяной залежи.

В рассматриваемые периоды времени (1960—1979 и 1980—2013 гг.) на обоих болотных массивах среднегодовая температура торфяной залежи выше среднегодовой температуры приземного слоя воздуха.

Среднегодовые температуры торфяной залежи на глубинах болотных массивов Ламмин-Суо и Иласское отличаются незначительно (табл. 2). Так, средние значения среднегодовых температур на болоте Ламмин-Суо по глубине залежи за период с 1960 г. по 1979 г., в котором не наблюдался рост температуры во времени, отличаются всего на 0,3 °С. Средняя годовая температура ниже глубины 0,20 м равна 5,8 °С. С 1980 г. и до 2013 г. наблюдается медленное увеличение среднегодовых температур залежи на глубине. Относительно начального периода (1960—1979 гг.) за последние 33 года средняя температура торфяной залежи увеличилась на 0,6 °С.

Таблица 2

Среднегодовые температуры торфяной залежи (°С) на глубинах на болотных массивах Ламмин-Суо и Иласское в различные периоды

Период	Средняя годовая температура воздуха, °С	Глубина от поверхности болота, м					
		0,00	0,20	0,40	0,80	1,60	3,20
<i>Северо-западная зона олиготрофных болот (болотный массив Ламмин-Суо)</i>							
1960—1979	3,2	3,3*	5,6	5,8	5,8	5,8	5,9
1980—1999	3,8	6,0	5,9	6,0	6,0	6,1	6,0
2000—2013	4,5	6,7	6,6	6,6	6,6	6,4	6,4
<i>Северная зона олиготрофных болот (болотный массив Иласское)</i>							
1960—1979	0,4	4,0	4,2	4,2	4,3	4,3	4,5
1980—1999	0,7	4,7	4,8	4,8	4,8	4,8	4,8
2000—2013	1,6		5,0	5,1	5,2	5,2	5,2

Примечание.

* — по результатам наблюдений за период с 1964 по 1979 г.

На болотном массиве Иласское за эти же периоды рост температуры составил 0,8 °С.

Динамика среднегодовых температур торфяной залежи на глубинах за весь период наблюдений на болоте Ламмин-Суо и

Иласское приведена на рис.1 и рис.2. Анализ динамики температур показывает, что на северо-западе олиготрофной зоны заметные изменения начались в 1976—1977 гг. в верхних горизонтах залежи и далее, на более низких горизонтах (1,60 и 3,20 м), они проявились в 1978—1979 гг. На болотном массиве Иласское эти изменения начались прослеживаться по всей глубине залежи в 1978 г.

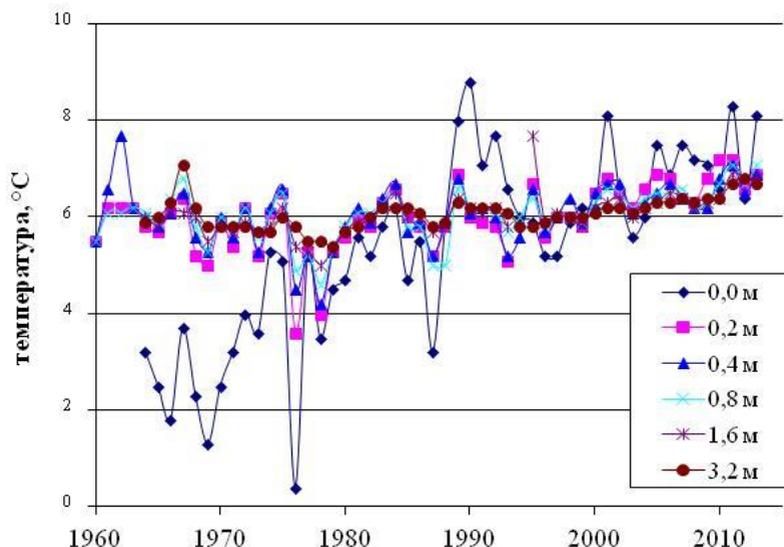


Рис. 1. Среднегодовая температура торфяной залежи на различных глубинах болотного массива Ламмин-Суо.

Динамика среднегодовых температур торфяной залежи на глубинах в период изменения климатических характеристик достаточно корректно определяется положительными статистически значимыми линейными трендами, уравнения которых приведены в таблице 3. Коэффициенты корреляции (R) сопоставляемых параметров по наблюдениям на болоте Ламмин-Суо изменяется в относительно узком диапазоне, от 0,621 до 0,772 при средней

квадратической погрешности (σ) от 0,084 до 0,113. По результатам наблюдений на болоте Иласское этот коэффициент изменяется в более широком диапазоне от 0,237 до 0,877 при σ от 0,040 в нижних горизонтах залежи до 0,162 в верхнем.

Оценка значимости трендов проводилась в соответствии с Методическими рекомендациями (2010). При уровне значимости 5 %, что соответствует удвоенной σ , величина $R/2\sigma$ меньше коэффициента корреляции, на основании чего признается неоднородность рядов среднегодовых температур во времени. Таким образом, тренды этих температур торфяной залежи на болотах Ламмин-Суо и Иласское значимы с 95 % уровня надежности.

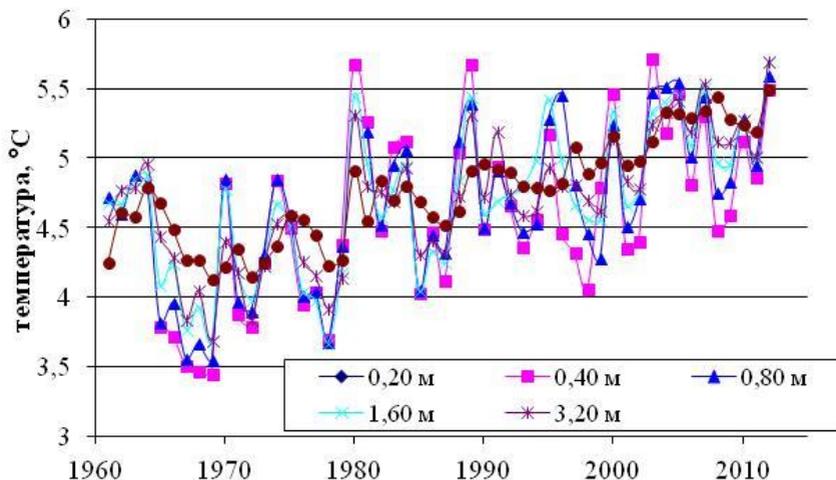


Рис. 2. Среднегодовая температура торфяной залежи на различных глубинах болотного массива Иласское.

Таблица 3

Характеристики температурного режима периодов стабилизации и изменения среднегодовых температур торфяной залежи на глубинах в болотных массивах северо-западной и северной зонах олиготрофных болот

Глубина, м	Период стабилизации		Период изменения					
	период	Т _{с.г.} °С	период	Уравнения тренда (Т _{с.г.} °С)	Значимость тренда			
					R	σ	R/2σ	оценка
<i>Северо-западная зона олиготрофных болот (болотный массив Ламмин-Суо)</i>								
0,00	до 1975	3,2	1976—2013	$T_{с.г.} = 0,089\tau + 4,35$	0,621	0,101	3,07	значим
0,20	до 1976	5,7	1977—2013	$T_{с.г.} = 0,043\tau + 5,33$	0,699	0,085	4,11	значим
0,40	до 1976	6,0	1977—2013	$T_{с.г.} = 0,034\tau + 5,47$	0,628	0,101	3,10	значим
0,80	до 1976	5,9	1977—2013	$T_{с.г.} = 0,036\tau + 5,42$	0,702	0,084	4,18	значим
1,60	до 1977	5,8	1978—2013	$T_{с.г.} = 0,025\tau + 5,70$	0,576	0,113	2,55	значим
3,20	до 1978	5,9	1979—2013	$T_{с.г.} = 0,020\tau + 5,78$	0,722	0,113	3,19	значим
<i>Северная зона олиготрофных болот (болотный массив Илаское)</i>								
0,20	до 1977	4,0	1978—2012	$T_{с.г.} = 0,012\tau + 4,58$	0,237	0,162	0,73	не значим
0,40	до 1977	4,2	1978—2012	$T_{с.г.} = 0,024\tau + 4,42$	0,500	0,129	1,93	значим
0,80	до 1977	4,3	1978—2012	$T_{с.г.} = 0,025\tau + 4,43$	0,559	0,118	2,37	значим
1,60	до 1977	4,3	1978—2012	$T_{с.г.} = 0,025\tau + 4,43$	0,652	0,099	3,29	значим
3,20	до 1977	4,4	1978—2012	$T_{с.г.} = 0,027\tau + 4,45$	0,877	0,040	11,0	значим

Примечание: τ – порядковый номер года, начиная с исходного.

Исключением является тренд температуры на глубине 0,20 м на болоте Иласском. Особенностью этого тренда является увеличение среднегодовой температуры в 1978 г и слабое ее изменение в последующие годы. Однако если рассматривать весь период наблюдения с 1960 по 2013 г., то линейный тренд определяется уравнением вида

$$T_{с.г.} = 0,026\tau + 3,95, \quad (1)$$

где τ — порядковый номер года, начиная с исходного.

При $R = 0,58$ и $\sigma = 0,097$ имеет место положительный и статистически значимый линейный тренд.

Средняя наибольшая, за все годы наблюдений, температура поверхности торфяной залежи на болоте Ламмин-Суо равна $41,0$ °С и изменяется в пределах от $33,0$ до $54,0$ °С. При этом наблюдается отрицательный, слабо выраженный тренд наибольших годовых температур на поверхности торфяной залежи. Он описывается выражением вида

$$T_{\max.} = -0,127\tau_{\max.} + 43, \quad (2)$$

где $\tau_{\max.}$ — порядковый номер года, начиная с 1960 г.

Коэффициент корреляции равен $0,23$ и $\sigma = 0,19$. Тренд не значим. Уменьшение наибольших температур на поверхности залежи зависит от увеличения теплоемкости верхнего горизонта деятельного слоя обусловленного высоким стоянием уровня болотных вод за последнее тридцатилетие (Калюжный и др. 2011).

Средние многолетние температуры торфяной залежи на глубинах конкретного болота практически равны. На болотном массиве Ламмин-Суо в период стабилизации температур они в среднем составили $5,8$ °С и изменялись в пределах $\pm 0,1$ °С. В период изменения климатических характеристик средняя температура по глубине залежи возросла до $6,1 - 6,2$ °С, т. е. изменения не вышли за пределы $0,3$ °С.

На болотном массиве Иласское среднегодовая температура в период стабилизации была равна $4,2$ °С и далее возросла до $4,9$ °С, ее рост составил $0,7$ °С.

В разных частях зоны олиготрофных болот среднегодовая температура на глубинах в период стабилизации температур отличается всего на 0,9 °С, но в период климатических изменений последних лет эта разность возросла до 1,3 °С.

За рассматриваемые периоды среднегодовые температуры воздуха изменились незначительно: на Ламмин-Суо на 0,3 °С, на Иласском на 1,2 °С. Не соответствие среднегодовых температур приземного слоя и среднегодовых температур торфяной залежи, особенно на болоте северной зоны, свидетельствует о том, что происходит прогревание торфяной залежи в вегетационный период с последующей аккумуляцией тепла и замедленной его теплоотдачей, обусловленной теплоемкостью залежи и теплоизолирующими свойствами снежного покрова.

Результаты анализа средних годовых, максимальных и минимальных температур залежи на глубинах за рассматриваемые периоды времени приведены в таблице 4.

Таблица 4

Средние месячные температуры (Т °С) на глубинах торфяной залежи в периоды стабилизации и изменения климатических характеристик

Глубина, м	Период стабилизации (до 1977 г.)				Период изменения климата (с 1978 по 2012 ÷ 2013 г.)			
	Т _{ср.}	Т _{макс.}	Т _{мин.}	ΔТ	Т _{ср.}	Т _{макс.}	Т _{мин.}	ΔТ
<i>Северо-западная зона олиготрофных болот (болотный массив Ламмин-Суо)</i>								
0,00	3,1	18,2	-13,4	31,8	6,3	23,6	-10,4	34,0
0,20	5,7	14,3	-0,2	14,5	6,2	15,3	0,3	15,0
0,40	5,9	13,1	0,9	12,2	6,1	13,7	0,9	12,8
0,80	5,9	11,1	2,1	9,0	6,1	11,5	2,1	9,4
1,60	5,8	8,2	3,7	4,5	6,2	8,6	3,9	4,7
3,20	5,9	6,5	5,3	1,2	6,1	6,8	5,4	1,4
<i>Северная зона олиготрофных болот (болотный массив Иласское)</i>								
0,20	4,0	12,6	0,0	12,6	4,8	13,6	0,3	13,3
0,40	4,2	11,5	0,4	11,1	4,9	11,8	0,9	10,9
0,80	4,3	9,2	1,4	7,8	4,9	9,5	1,8	7,7
1,60	4,3	6,6	2,5	4,1	4,9	7,4	2,8	4,6
3,20	4,4	4,9	4,0	0,9	4,9	5,5	4,4	1,1

При равенстве среднегодовых температур по глубине залежи наблюдается значительные изменения по глубине наибольших и наименьших среднегодовых температур. Наибольшие температуры с глубиной залежи уменьшаются, а наименьшие возрастают. Изменчивость этих температур по глубине залежи определяет их амплитуду.

Амплитуда температур по глубине залежи уменьшается. На болоте Ламмин-Суо в период стабилизации она уменьшается от 14,5 °С на глубине 0,2 м до 1,2 °С на глубине 3,20 м.

На поверхности болота Ламмин-Суо среднемноголетняя наименьшая температура наблюдалась в январе и в период стабилизации климата она была равна минус 13,4 °С. По мере перемещения температурной волны в залежь запаздывание увеличивалось и на глубине 0,80 м эта температура (+ 2,1 °С) наблюдалась в апреле; на глубине 3,20 м – в конце июня (+ 5,3 °С). В период климатических изменений запаздывание незначительно увеличивается и на глубине 3,20 м наименьшая температура наблюдается в конце июня — начале июля и равна + 5,5 °С.

Наибольшая среднемноголетняя температура на поверхности болота Ламмин-Суо при стабилизации климатических характеристик составляла 18,2 °С. Средняя дата ее наступления приходилась на середину июля, на глубине 0,80 м она запаздывала и наблюдалась в августе (11,1 °С), на глубине 3,20 м максимум наблюдался в конце ноября. Годовой ход температуры распространяется до глубин ниже 3,2 м.

За период климатических изменений максимум на глубине 3,20 м сместился на начало декабря. Таким образом, как в период стабилизации климатических характеристик, так и при их изменении запаздывание в наступлении среднегодовых экстремальных температур отличаются незначительно и в среднем составляют 45 суток на 1,0 м глубины залежи.

Уменьшение амплитуды среднегодовых температур на глубинах позволяет оценить глубину проникновения годового хода температур в залежь болотного массива в рассматриваемые периоды. В табл. 5 приведены аналитические уравнения, описывающие изменения

амплитуды температур (A °C) по глубине залежи (H , м) на болотах Ламмин-Суо и Иласское. Решая эти уравнения при условии, что на определенной глубине H амплитуда температуры $A = 0$, устанавливаем глубину торфяной залежи на которой отсутствует годовой ход температуры. В табл. 5 приведены результаты их решения для двух климатических периодов. На болоте Ламмин-Суо за эти периоды глубина проникновения годового хода температур изменилась от 3,94 м до 4,36 м; на Иласском — от 3,79 до 3,93 м, т. е. глубины проникновения соответственно возросли на 0,42 м и 0,14 м.

Таблица 5

Глубина торфяной залежи, на которой амплитуда (A_c) годового хода температуры равна нулю

Период (годы)	Уравнения изменения амплитуды температуры по глубине залежи	Положение нулевой амплитуды	
		глубина, м	изменение глубины, м
<i>Северо-западная зона олиготрофных болот (болотный массив Ламмин - Суо)</i>			
до 1977	$H = -0,0017A^3 + 0,0579A^2 - 0,7438A + 3,945$	3,94	
1978—2013	$H = -0,0028A^3 + 0,0872A^2 - 0,9625A + 4,364$	4,36	+ 0,42
<i>Северная зона олиготрофных болот (болотный массив Иласское)</i>			
до 1977	$H = -0,0025A^3 + 0,0723A^2 - 0,7924A + 3,792$	3,79	
1978—2013	$H = -0,0012A^3 + 0,0482A^2 - 0,7085A + 3,928$	3,93	+ 0,14

Выводы

1. Изменение климатических характеристик приземного слоя воздуха обуславливает изменения температуры по глубине торфяной залежи. По отношению к периоду стабилизации климатических характеристик за последнее тридцатилетие в северо-западной части зоны олиготрофных болот средняя температура торфяной залежи увеличилась на 0,6 °С. В северной части этой зоны ее рост составил 0,8 °С. Динамика среднегодовых температур на глубинах торфяной залежи определяется положительными статистически значимыми линейными трендами.

2. Увеличение среднегодовых температур обуславливает увеличение амплитуды годовых температур и глубины, на которой годовой ход температур отсутствует. Установлено, что по сравнению с периодом стабилизации климатических характеристик глубина проникновения годового хода температур в северо-западной части зоны увеличилась на 0,42 м, в северной части на 0,14 м. На болотном массиве Ламмин-Суо годовой ход температур должен прослеживаться до глубины 4,36 м, т. е. непосредственно до минерального дна болота (4,40 м).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Дубах А. Д. (1944). Гидрология болот // Труды НИУ ГМС. Серия IV. Вып. 10. 228 с.

Романов В. В. (1961). Гидрофизика болот. — Л.: Гидрометеиздат. 359 с.

Болота Западной Сибири, их строение и гидрологический режим. (1976). —Л.: Гидрометеиздат. 447 с.

Чечкин С. А. (1970). Водно-тепловой режим неосушенных болот и его расчет. —Л.: Гидрометеиздат. 205 с.

Наставление гидрометеорологическим станциям и постам. (1990). Вып.8. — Л.: Гидрометеиздат. 360 с.

Калужный И. Л., Романюк К. Д. (2010). Изменения водного режима болот севера и северо-запада России под влиянием климатических факторов // Метеорология и гидрология. № 7. С. 85—98.

Калюжный И. Л., Лавров С. А., Романюк К. Д. (2011). Влияние климатических факторов на гидроэкологию болот севера и северо-запада России. // Сборник работ по гидрологии. № 28. С.106-127

Калюжный И. Л., Лавров С. А. (2012). Гидрофизические процессы на водосборе. — СПб: Изд. «Нестор-История». 616 С..

Методические рекомендации по оценке однородности гидрологических характеристик и определению их расчетных значений по неоднородным данным. (2010) — СПб: Изд. «Нестор – История». 162 С.

К ВОПРОСУ О РОЛИ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ В ГЛОБАЛЬНЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

С. Н. Лапина, С. В. Морозова

Саратовский государственный университет им. Н.Г.Чернышевского
410026 Саратов, ул. Астраханская, 83
swetw1@yandex.ru

Поступила в редакцию 13.09.2014

Поступила после доработки 6.04.2015

Общая циркуляция атмосферы (ОЦА) является одним из основных климатообразующих факторов и включает в себя структурные элементы различных синоптических масштабов, одним из которых является планетарная высотная фронтальная зона (ПВФЗ).

Классические работы по изучению ПВФЗ выполнены в 1940-х — 1970-х гг. Х. П. Погосьяном, Н. Л. Таборовским, Р. Ф. Усмановым, В. А. Бугаевым, В. А. Джорджио, Ю. Б. Храбровым, М. Х. Байдалом и др. Чаще всего планетарную высотную фронтальную зону определяют как сравнительно узкую полосу сосредоточения максимальных градиентов температуры и энергии атмосферной циркуляции. По Р. Ф. Усманову (1953) ПВФЗ представляет собой демаркационную линию между околополярными холодными областями с отрицательными аномалиями среднеполушарной температуры воздуха и более южными районами с положительными аномалиями.

К настоящему времени достаточно полно изучены качественные и количественные характеристики ПВФЗ — её размеры и протяжённость, извилистость, температурные контрасты, скорости ветра. Описаны процессы, происходящие на ПВФЗ (блокирование, отсечение, изоляция), особенности состояния ПВФЗ в различных естественных синоптических сезонах и при различных формах циркуляции. Хорошо известны сезонные миграции ПВФЗ — летом она продвигается к северу, зимой опускается к югу. Одновременно с этим из-за изменения контрастов температур экватор — полюс изменяется её интенсив-

ность. Интенсивность ПВФЗ, определяемая градиентом температур экватор-полюс, наиболее высока зимой и ослаблена летом.

Важной характеристикой ПВФЗ является её площадь (здесь и в дальнейшем под площадью ПВФЗ понимается околополюсное пространство, ограниченное осевой линией ПВФЗ с юга), которая тоже испытывает известную динамику. От зимы к лету ПВФЗ продвигается к северу, при этом площадь её сокращается, от лета к зиме ПВФЗ опускается в более южные широты, соответственно увеличивается её площадь.

Таким образом, при сезонных миграциях ПВФЗ имеет место изменение её площади и интенсивности. Так, зимой при смещении ПВФЗ к югу площадь её расширяется, активность циркуляции возрастает, летом при продвижении ПВФЗ к северу сокращается площадь ПВФЗ и активность её падает.

За последние сто двадцать лет в земной климатической системе (ЗКС) наблюдаются довольно заметные климатические изменения, которые лучше всего отражает временной ход температуры воздуха. По данным сайта <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/#> построена кривая временного хода средней полушарной температуры (рис.1), на которой хорошо видны промежутки с одинаковой тенденцией изменений средней полушарной температуры воздуха. Эти промежутки названы авторами естественными климатическими периодами состояния ЗКС. Так, за последние 120 лет по ходу средней полушарной температуры воздуха выделяются следующие естественные климатические периоды состояния ЗКС (рис.1):

первая волна глобального потепления, наблюдавшаяся с конца XIX в. до 40-х годов XX в.;

период стабилизации, имевший место в 50-е — 60-е годы XX в.;

вторая волна глобального потепления, начавшаяся с середины 70-х годов XX в. и продолжающаяся по настоящее время с существенным замедлением темпа в последнее десятилетие (Второй ОД, 2014).

Интересно посмотреть, реагирует ли такой планетарный объект циркуляции как ПВФЗ на изменения, происходящие в земной климатической системе. Для этого рассмотрим две характеристики ПВФЗ —

её площадь и интенсивность — в различные естественные климатические периоды состояния ЗКС

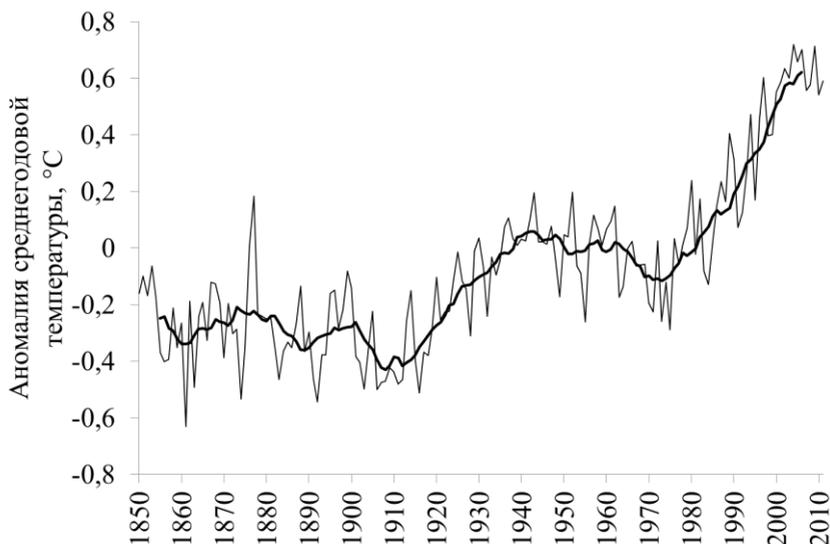


Рис.1. Одиннадцатилетнее скользящее среднее аномалий средней по Северному полушарию температуры воздуха (°C) по данным сайта <http://www.cru.uea.ac.uk/cru/data/temperature/#>

Надёжные данные о площади и интенсивности ПВФЗ представлены в справочной монографии А. И. Неушкина с соавторами (2013).

По представленным в указанной монографии ежемесячным данным о значениях средних месячных площадей ПВФЗ за период с 1949 по 2010 гг. были рассчитаны средние многолетние их значения за два периода: периода стабилизации (1949—1974 гг.) и периода второй волны глобального потепления (1975—2010 гг.). Из сравнения средних многолетних площадей ПВФЗ в годовом осреднении и в центральные месяцы зимнего и летнего сезонов выявлено, что при переходе земной климатической системы от состояния стабилизации ко второй волне глобального потепления наблюдается рост площадей ПВФЗ (табл. 1).

Таблица 1

**Изменение площади планетарной высотной фронтальной зоны
в различные естественные периоды состояния ЗКС**

Период	Площадь ПВФЗ (млн км ²)		
	средняя годовая	январь	июль
1949—1974 гг. (стабилизация)	56,97	62,44	56,15
1975—2010 гг. (вторая волна глобального потепления)	57,77 (увеличение на 1,5 %)	64,19 (увеличение на 3 %)	59,58 (увеличение на 6 %)

Известно, что для планетарной высотной фронтальной зоны характерно квазипостоянство площади, ограниченной той или иной изогипсой для соответствующих месяцев и сезонов года. (Кантер, 1965; Байдал, Ханжина, 1986). Так, если осевая изогипса в масштабах полушария смещается к югу, то возрастает площадь, ограничиваемая ею, следовательно, расширяется область отрицательных аномалий температур. При уменьшении площади ПВФЗ области положительных аномалий температур продвигаются к северу. Расширение и сужение областей положительных и отрицательных аномалий температур в масштабах полушария на промежутках в несколько десятилетий может отразиться на среднеполушарной температуре. Важно отметить, что замеченный рост средней площади ПВФЗ, предполагающий продвижение ПВФЗ в более южные широты и расширение зоны отрицательных аномалий температур, имел место при переходе от более холодного периода к более тёплому, что представляется не совсем логичным. Вспоминая сезонное смещение ПВФЗ, отметим, что от зимы к лету она продвигается в более северные широты и площадь её сокращается. Таким образом, выявленное климатическое смещение ПВФЗ интересно и противоположно её сезонному смещению.

Рассмотрим, как ведёт себя другая характеристика ПВФЗ — её интенсивность — в различные естественные климатические периоды состояния ЗКС. Определение интенсивности ПВФЗ можно проводить по-разному. В справочной монографии (Неушкин и др., 2013) интенсивность высотной фронтальной зоны определялась как разность широт ($\Delta\varphi$) расположения двух изогипс на меридиане южнее и севернее осевой изогипсы, при этом разность геопотенциальных высот расположения северной и южной изогипсы бралась одинаковой — 8 *гп. дам.* Такой подход предполагает обратно пропорциональную зависимость интенсивности от разности широт: интенсивность ПВФЗ тем меньше, чем больше разность широт её локализации и наоборот. Такой подход представляется не совсем удобным, и, чтобы уйти от обратно пропорциональной зависимости, в настоящей работе за интенсивность ПВФЗ принята величина геострофического ветра (V_g) на среднем уровне тропосферы, рассчитанная по известной формуле по данным о разности геопотенциала для определённых широт.

$$V_g = \frac{9,8}{l} \frac{\partial H}{\partial n},$$

где l — параметр Кориолиса, $l=2\omega \sin\varphi$,

$\frac{\partial H}{\partial n}$ — градиент геопотенциала,

∂H — изменение геопотенциальных высот,

∂n — изменение расстояния по нормали к изобаре,

ω — угловая скорость вращения Земли,

φ — широта расположения осевой изогипсы.

Учитывая, что в среднемесечном и тем более, в среднегодовом осреднении, изогипсы на АТ-500 гПа располагаются квазиширотно, то изменение расстояния по нормали считалось тождественным изменению расстояния по меридиану. В таком случае выражение для вычисления ∂n имело вид: $\partial n = \partial\varphi \cdot 111 \cdot 10^3$ м.

На рис.2 приведены среднегодовые значения скорости геострофического ветра и выделены низкочастотные колебания методом 11-летнего скользящего осреднения. При переходе от периода стаби-

лизации к второй волне глобального потепления четко прослеживается ослабление скорости геострофического ветра

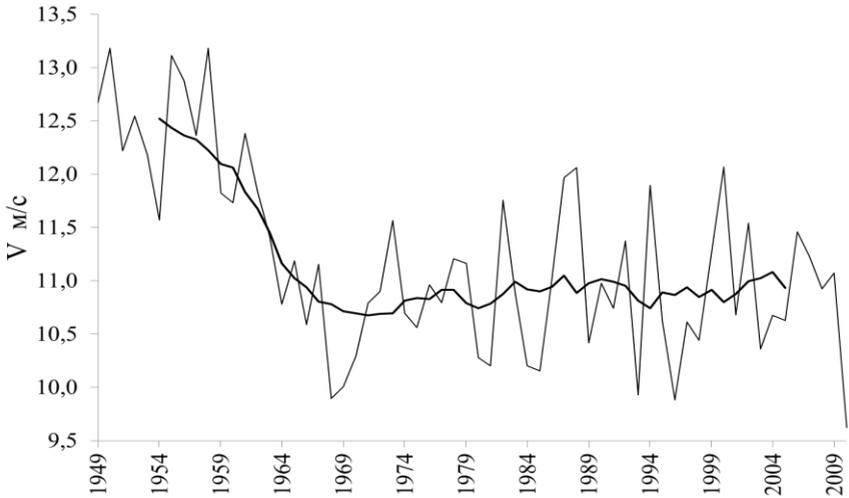


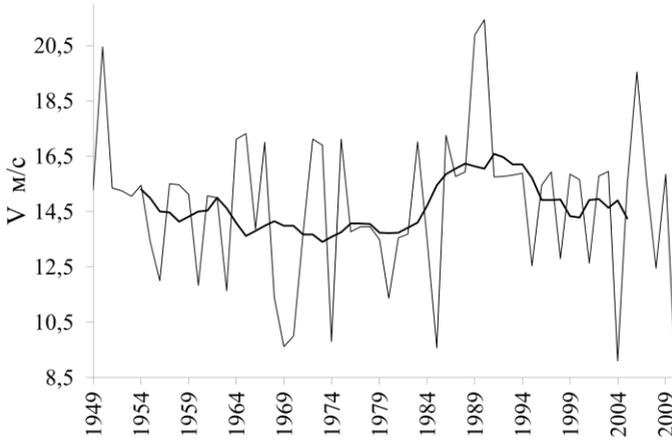
Рис.2. Изменение скорости геострофического ветра на полушарии.

Таким образом, имеем, что при переходе от более холодного к более тёплому периоду (от стабилизации ко второй волне глобального потепления) происходит снижение интенсивности ПВФЗ и как следствие ослабление активности общей циркуляции атмосферы. Выявленное изменение интенсивности ПВФЗ в естественные климатические периоды состояния ЗКС не противоречит положению теории климата о том, что при переходе от холодных периодов к более тёплым снижается активность ОЦА (Изменения климата, 1980). Однако в рассматриваемом случае при этом происходит увеличение площади ПВФЗ (табл. 1), предполагающее продвижение самой ПВФЗ к югу, и как следствие расширение области отрицательных аномалий температур.

Рассмотрим, имеет ли место подмеченная особенность динамики ПВФЗ (ослабление активности при переходе от более холодного естественного климатического периода состояния ЗКС к более тёплому) в отдельные месяцы и сезоны. Для такого анализа выберем центральные

месяцы наиболее контрастных сезонов года — январь и июль. На рис.3 представлены скорости геострофического ветра в январе и июле, сглаженные по 11-летним периодам.

а)



б)

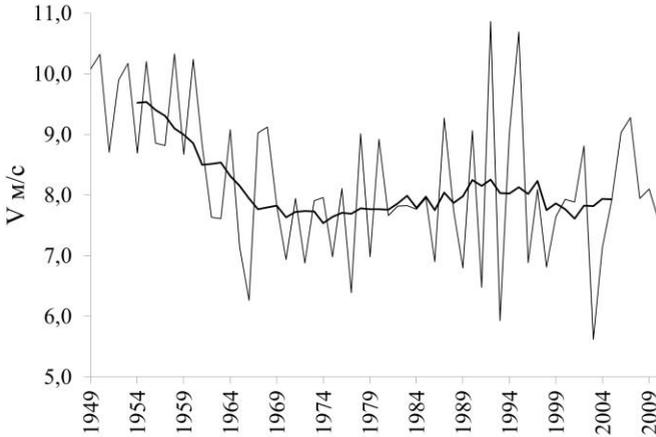


Рис. 3. Изменение скорости геострофического ветра в январе (а) и в июле (б)

И в январе и в июле при переходе от периода стабилизации ко второй волне глобального потепления скорость геострофического ветра падает, то есть снижается активность ОЦА при одновременном

росте площадей ПВФЗ (табл. 1). Таким образом, увеличение площади ПВФЗ и ослабление её активности при переходе от более холодного к более тёплому периоду имеет место и в январе, и в июле. Однако в отличие от июля, в январе заметна флуктуация скорости геострофического ветра внутри второй волны глобального потепления. Для объяснения такого феномена рассмотрим изменения площадей ПВФЗ в период второй волны глобального потепления. Для этого разобьём интервал, соответствующий второй волне глобального потепления, на два подпериода — начало второй волны глобального потепления и развитие потепления. Несмотря на то, что темп потепления существенно замедлился, выбрать границу между подпериодами по ходу среднеполюсшарной температуры не представляется возможным. Поэтому деление проведём по циркуляционным признакам и условной границей примем 1995 год. Такое деление основано на материалах Оценочного доклада (2008), согласно которым в середине 90-х годов XX в. отмечено увеличение повторяемости процессов формы E и C и уменьшение повторяемости процессов формы W. Кроме того, Н. К. Кононовой (2009) показано, что с 1995 г. наблюдается наибольшая суммарная продолжительность элементарных циркуляционных механизмов. В каждом из подпериодов рассчитаем среднегодовые площади ПВФЗ, а также площади ПВФЗ для января и июля (табл. 2).

Таблица 2

**Изменение площади планетарной высотной фронтальной зоны
в период второй волны глобального потепления**

Подпериоды	Площадь ПВФЗ (млн км ²)		
	среднегодовые	январь	июль
1975—1994 гг. (начало потепления)	58,51	68,51	60,03
1995—2010 гг. (развитие потепления)	56,70 (уменьшение на 3 %)	58,15 (уменьшение на 15 %)	58,98 (уменьшение на 2 %)

Из табл. 2 видим, что в период второй волны глобального потепления (при замедлении его темпа) происходит уменьшение площадей ПВФЗ, особенно значительное в январе. В то же время в январе наблюдается резкие флуктуации скорости геострофического ветра, Таким образом, при наметившейся в период второй волны глобального потепления тенденции к похолоданию сокращению площади ПВФЗ соответствует усиление скорости геострофического ветра. Представленные материалы об изменении площади и интенсивности ПВФЗ не позволяют отрицать взаимосвязь этих двух характеристик, выражающуюся в противоположной их динамике: усилению скорости геострофического ветра сопутствует уменьшение площади ПВФЗ и наоборот. Выявленные флуктуации скорости геострофического ветра не противоречат выводу о примерной стационарности рядов скорости ветра на АТ-500 гПа (Мещерская и др., 2006). Однако климатические изменения ПВФЗ аналогичны сезонным только для её интенсивности. Изменение площади ПВФЗ в тёплые и холодные климатические периоды противоположно её сезонной динамике, что проявилось и для года в целом, и для отдельных месяцев (январь, июль).

Таким образом, такой глобальный объект циркуляции как планетарная высотная фронтальная зона реагирует на изменения, происходящие в земной климатической системе. Расширение площади ПВФЗ при потеплении можно рассматривать как естественный механизм, действующий внутри земной климатической системы, тормозящий разгоняющееся потепление и препятствующий прохождению земной климатической системой точку бифуркации (невозврата). Таким образом, деятельность общей циркуляции атмосферы и её структурного элемента глобального масштаба — планетарной высотной фронтальной зоны — можно рассматривать как один из факторов, способствующих сохранению хрупкого эколого-климатического равновесия в ЗКС.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Байдал М. Х., Ханжина Д. Г. (1986). Многолетняя изменчивость макроциркуляционных факторов климата. — М.: Гидрометеониздат. С.40—52.

Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Общее резюме. (2014). — М.: Росгидромет. 60 с.

Изменения климата(1980) . / Под ред. Ж. Гриббина. —Л.: Гидрометеиздат. 360 с.

Кантер Ц. А. (1965). О некоторых свойствах полей геопотенциала // Вопросы климата и погоды Нижнего Поволжья. Вып.1. С. .29—39.

Кононова Н. К. (2009). Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б. Л. Дзердзеевскому. —М. 372 с.

Мещерская А. В., Ерёмин В. В., Баранова А. А., Майстрова В. В. (2006). Изменение скорости ветра на севере России во второй половине XX века по приземным и аэрологическим данным // Метеорология и гидрология. № 9. С. 46—58.

Неушкин А. И., Сидоренков Н. С., Санина А. Т., Иванова Т. Б., Бережная Т. В., Панкратенко Н. В., Макарова М. Е. (2013). Мониторинг общей циркуляции атмосферы. Северное полушарие. / Справочная монография. — Обнинск: Изд-во ВНИИГМИ-МЦД. 2013. 200 с.

Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации (2008)./ Т. I. Изменения климата. — М.: Росгидромет. 228 с.

Усманов Р. Ф. (1953). О причинах формирования планетарной фронтальной зоны и субтропической полосы высокого давления // Метеорология и гидрология. № 3. С. 41—45.

ИССЛЕДОВАНИЕ ОБЛАЧНЫХ РЕСУРСОВ ДЛЯ ТУШЕНИЯ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ РЕГИОНЕ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Ю. А. Довгалюк, Н. Е. Веремей, К. М. Иванова

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

E-mail: dovgaluk@main.mgo.rssi.ru; veremey@gmail.com; ivkarmih@mail.ru

Поступила в редакцию 23.03.2015

Поступила после доработки 15.04.2015

Введение

В последние десятилетия на территории России продолжается сокращение лесных массивов, которое происходит в том числе и из-за лесных пожаров. Лесные пожары могут иногда продолжаться несколько недель и даже месяцев. Распространяясь на огромные территории, они не только причиняют ущерб лесным массивам, но и создают угрозу городам и здоровью населения (Довгалюк, Оренбургская, Угланова, 1991; Хайруллин, 1997; Безуглая, Смирнова 2003; Биненко 2004; Лосев, Горшков, Кондратьев, Котляков, и др., 1993). Летом 2002 и 2010 гг. лесные и торфяные пожары в Ленинградской и Московской областях уничтожили леса на значительных площадях и вызвали сильную задымленность. Эти пожары вызвали рост числа острых респираторных заболеваний среди детей и взрослых, в том числе в Москве и Санкт-Петербурге.

Одним из возможных способов предотвращения и (или) тушения лесных пожаров является искусственное вызывание осадков из облаков над территориями, охваченными пожарами.

В настоящей статье исследуется возможность искусственного вызывания или усиления осадков для тушения лесных пожаров в Северо-Западном регионе Российской Федерации, в котором по

данном МЧС наблюдаются частые лесные пожары (<http://www.mchs.ru/rc/>).

Способ тушения крупных лесных пожаров и торфяников путём вызывания искусственных осадков из мощных кучевых (Cu cong) и кучево-дождевых (Cb) облаков в 1960—1970 гг. впервые был разработан в Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова совместно с Ленинградским НИИ Лесного хозяйства (ЛенНИИЛХ). Мощные кучевые облака при естественном развитии не дают осадков, достигающих подстилающей поверхности, но при засеве специальными реагентами осадки из них могут быть вызваны. Кучево-дождевые облака дают осадки, интенсивность которых можно увеличить путем интенсификации процессов осадкообразования. Задача вызывания осадков решается методом засева указанных облаков реагентами (Шишкин, 1964; Корниенко, Половина, 1972; Сумин, 1971; Довгалюк, Оренбургская, Угланова, 1991; РД, 2006; Краус и др., 2011).

Облака конвективных форм обладают значительной динамической неустойчивостью и пригодны для активных воздействий (АВ), в том числе с целью вызывания осадков. Облака, способные давать осадки в результате АВ, получили название ресурсных. Согласно выполненным натурным исследованиям к ресурсным относятся конвективные облака, мощность которых превышает 2,0—2,5 км (Шишкин, 1964; Руководство, 2006; Сумин, 1971).

В качестве метеорологической характеристики ресурсных облаков используется число дней, когда хотя бы в один из сроков наблюдений было зафиксировано наличие мощных кучевых (Cu cong) и (или) кучево-дождевых (Cb) облаков.

В таких регионах как Западная Сибирь, Восточная Сибирь или Дальний Восток облачные ресурсы для вызывания осадков из конвективных облаков методами АВ детально изучены (Оренбургская, 1979). Вопрос пространственного и временного распределения облачных ресурсов для АВ на северо-западе европейской территории СССР рассматривался в статье Г. И. Осиповой (1979), однако облачные ресурсы СЗФО до настоящего времени исследованы недостаточно.

Целью данной работы является оценка облачных ресурсов для шести областей СЗФО. В ходе исследования были определены число дней с ресурсными облаками для тёплого периода и число дней с высокой пожарной опасностью (III, IV класса), а также оценена вероятность развития (наличия) ресурсных облаков в условиях пожарной опасности.

В работе были использованы данные наземных метеорологических наблюдений за восемь сроков по восьми наземным метеорологическим станциям за 2005—2010 гг. (http://meteocenter.net/ussr_fact.htm). Для Архангельской области рассматривались данные наблюдений по станциям Архангельск (северо-западная часть области) и Котлас (юго-восточная часть области); для Вологодской области — Вологда, для Мурманской области — Мурманск, для Ненецкого автономного округа — Печора, для Псковской области — Псков, для Ленинградской области — Санкт-Петербург, для Республики Коми — Сыктывкар. Таким образом облачные ресурсы оценивались для 6 областей СЗФО, площадь которых (S_0) составляет 1 млн 435,3 тыс. км², или 85,1 % от площади всего округа, а площадь лесов (S_n) равна 978,4 тыс. км² или 67 % площади выбранных областей.

По полученным данным выделены районы, наиболее пригодные для работ по искусственному вызыванию осадков из облаков путем АВ для тушения крупных лесных пожаров.

1. Физико-географические и климатические особенности СЗФО

СЗФО РФ расположен между 56° и 70° с. ш. и между 30° и 65° в. д. Основными факторами, определяющими развитие конвективных облаков, являются климатические особенности регионов СЗФО, зависящие от циклонической деятельности, термической неоднородности подстилающей поверхности; наличия водоёмов, лесных массивов (болот), состава и структуры почвы (Справочник по климату СССР, 1968, 1969).

Климат СЗФО формируется под влиянием Северо-Атлантического течения Гольфстрим. (Хромов, 1964; Кобышева и др., 2001).

Исследуемый регион расположен в зоне арктического и умеренного климатических поясов (Алисов и др., 1952). Тип климата на территории региона соответственно субарктический и умеренно-континентальный. В направлении с северо-запада (от побережья Балтийского моря) на юго-восток (к Уральским горам) с удалением от Атлантического океана континентальность климата региона нарастает.

В СЗФО продолжительность тёплого сезона составляет пять месяцев (с мая по сентябрь), при этом для каждой области характерен свой термический режим (Гольцберг, 1967). Средняя температура воздуха в июле на севере СЗФО (Мурманск) составляет около +12 °С, южнее (Архангельск, Печора) — около +15 °С, в Санкт-Петербурге, Великом Новгороде, Вологде, Сыктывкаре она достигает +18 °С. При антициклональной погоде температура может достигать +30 °С (Кобышева и др., 2001, Мелешко, Мещерская, Хлебникова, 2010).

С увеличением широты места увеличивается радиационный приток тепла, который способствует росту вертикальной термической неустойчивости атмосферы и развитию конвективных облаков.

Среднее количество осадков в июле изменяется от 75—85 мм в Санкт-Петербурге до 60—70 мм в районе города Сыктывкара. Общее количество осадков за тёплый период колеблется от 300—350 мм в районе Архангельской и Мурманской областей, Ненецкого автономного округа до 400—450 мм в Ленинградской, Новгородской, Вологодской областях, Республике Коми (Кобышева и др., 2001).

Основную роль в образовании конвективных облаков в СЗФО играет динамический фактор — вертикальные движения синоптического масштаба, приводящие к возникновению конвективных движений выше уровня конденсации и образованию конвективных облаков (Атлас облаков, 2011). Наблюдается также развитие облаков в результате термической конвекции.

Рассматриваемая территория СЗФО характеризуется неоднородностью рельефа с возвышенностями от 0 до 300 м над уровнем моря на Восточно-Европейской равнине.

Эти области обладают достаточно большими лесными массивами, в которых сосредоточено около 50 % лесных ресурсов

европейской части России. Характеристики лесистости территории СЗФО приведены в табл. 1.

Таблица 1

Характеристика лесистости СЗФО 2011—2014 гг.

Территория	Площадь (S ₀)* тыс. км ²	Площадь лесов (S _л)** тыс. км ²	Лесистость S _л /S ₀ %	Природная зона	Тёплый сезон	Самый тёплый месяц
Архангельская область	589,9	292,7	49	тундра (лесотундра)	май— сентябрь	июль
Мурманская область	144,9	94,5	65	лесотундра	май— сентябрь	июль
Вологодская область	144,5	116,8	80	лесотундра	май— сентябрь	июль
Республика Коми	416,8	389,2	93	тайга	май— сентябрь	июль
Ленинградская область	83,9	60,4	72	южная тайга	май— сентябрь	июль
Псковская область	55,3	24,8	45	южная тайга	май— сентябрь	июль
Итого	1435,3	978,4				

Примечание

* — по данным <http://szfo.gov.ru/county>

** — по данным Федерального агентства лесного хозяйства

<http://www.rosleshoz.gov.ru/dep/north-west/regions>

2. Результаты оценки числа дней с ресурсными облаками в СЗФО

Для оценки числа дней с ресурсными конвективными облаками (N) для выбранных метеорологических станций СЗФО (Санкт-Петербург, Архангельск, Котлас, Вологда, Мурманск, Псков, Сыктывкар, Печора) были отобраны данные срочных наблюдений за облачностью в тёплый сезон (май — сентябрь) за период

2005—2010 гг. и проведён анализ полученной выборки. При расчете числа дней с ресурсными облаками (N) для каждого месяца исследуемого года полагалось, что $N = n_1 + n_2 + n^*$, где n_1 — число дней с мощными кучевыми облаками (Cu cong), n_2 — число дней с кучево-дождевыми облаками (Cb), n^* — число дней, в которые Cu cong и Cb развивались одновременно.

Был выполнен расчёт числа дней с ресурсными облаками за тёплый период каждого года рассматриваемого шестилетнего периода. Результаты расчетов для станции Санкт-Петербург представлены на рис. 1 и 2.

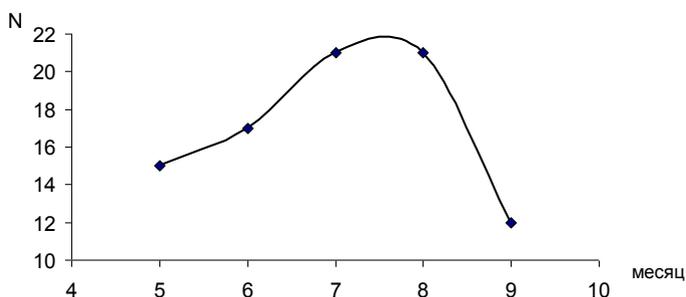


Рис. 1. Число дней с ресурсными облаками (N) по данным станции Санкт-Петербург в тёплый сезон 2005 г.

Из рис. 1 следует, что сезонный ход N в 2005 г. характеризуется одним максимумом ($N_{max} = 21$), который отмечен в июле — августе, минимальное число дней наблюдалось в сентябре ($N_{min} = 12$). В целом за тёплый сезон в 2005 г. на станции Санкт-Петербург число дней с ресурсными облаками составило 86 дней.

За период 2005—2010 гг. на станции Санкт-Петербург максимальное число дней с ресурсными облаками (N_{max}) за тёплый сезон (май-сентябрь) составило 24 дня в июле 2007 г. и 2009 г.; минимальное число дней (N_{min}) наблюдалось в сентябре 2008 г. (рис. 2). Среднее годовое значение суммарного количества дней с ресурсными облаками на станции Санкт-Петербург за шесть лет, составило 83 дня.

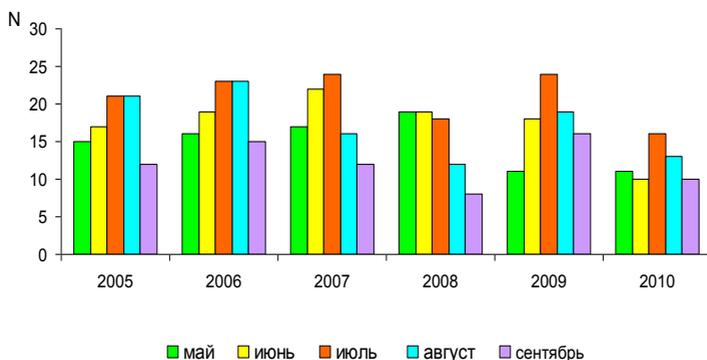


Рис. 2. Сезонный ход числа дней с ресурсными облаками по данным станции Санкт-Петербург за период 2005—2010 гг.

Аналогичные расчеты числа дней с ресурсными облаками были выполнены и для остальных семи станций СЗФО (см. рис. 3).

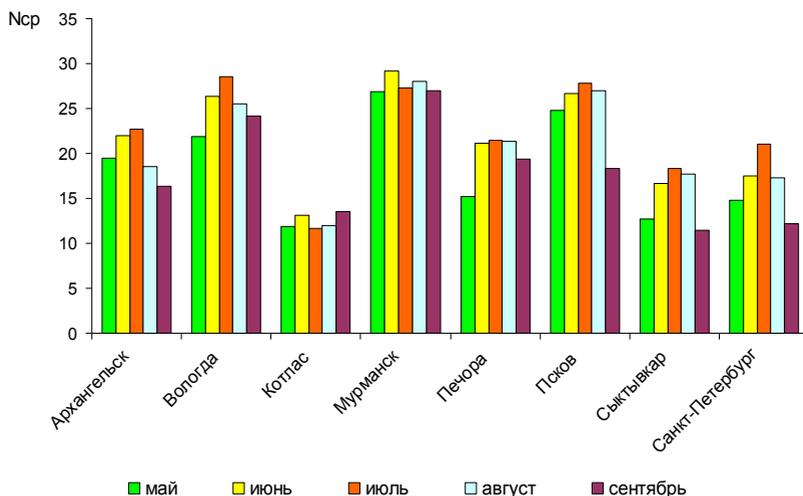


Рис. 3. Сезонный ход среднего числа дней (N_{cp}) с ресурсными облаками для станций СЗФО за период 2005—2010 гг.

Максимальное количество среднего числа дней с ресурсными облаками за период 2005—2010 гг. заметно варьируется по территории СЗФО. Наибольшее за сезон число дней с ресурсными облаками зафиксировано по данным станций Вологда, Мурманск, Псков, наименьшее — на станции Котлас.

Анализ полученных данных позволяет отметить следующее:

1. На всех станциях число дней с ресурсными облаками имеет сезонный ход

2. Среднее месячное число дней с ресурсными облаками по территории СЗФО меняется в июне-июле от 14 до 29.

Рассмотренные области СЗФО по числу дней с ресурсными облаками могут быть разделены на 2 группы:

Вологодская, Псковская и Мурманская области, где $N_{ср. max}$ составляет около 28 дней;

Архангельская, Ленинградская области и Республика Коми, где $N_{ср. max}$ составляет в среднем около 20 дней.

Несмотря на выявленные различия, каждая область СЗФО имеет период, в течение которого развиваются конвективные облака, которые могут быть подвержены активным воздействиям с целью искусственного вызывания осадков.

3. Оценка вероятности возникновения пожарной опасности в СЗФО

Анализ причин возникновения лесных пожаров показал, что их можно разделить на две основные группы. К первой группе относятся причины, связанные с деятельностью человека, т. е. с действием антропогенного фактора. Они вносят основной вклад в вероятность возникновения пожаров (до 90 %), из них около 60 % — по вине населения. Ко второй группе относятся причины, обусловленные в основном грозовой деятельностью (около 8 %). Около 9 % случаев возгорания леса происходит по невыясненным причинам. Отметим, что в каждом районе преобладают свои причины пожаров.

Для климатической оценки вероятности возникновения пожаров из существующих методик была выбрана методика, используемая при оперативной работе прогностических подразделений Росгидромета

(Кац, Гусев, Шабунина, 1975), в которой используются показатели класса пожарной опасности (I—V) и горимости (G):

$$G = \sum_{i=1}^n (t - \tau)_i t_i \quad (1)$$

t — температура воздуха ($^{\circ}\text{C}$), τ — температура точки росы ($^{\circ}\text{C}$) по данным метеорологических наблюдений за срок 15 ч местного времени; n — число дней, прошедших после последнего дождя с количеством осадков не более 3,0 мм за сутки.

Градации классов пожарной опасности опубликованы в работах (Кац, Гусев, Шабунина, 1975; Червонный, 1974).

Следуя работе М. Г. Червонного (1974) принимается, что пожароопасный сезон в общем случае начинается с момента схода снегового покрова в лесу и заканчивается при наступлении устойчивой дождливой осенней погоды или образования снежного покрова (Столярчук, Смирнова, 1980).

Установлено, что массовые вспышки пожаров, как правило, возникают при значениях $G > 1000$, что соответствует горимости III—V классов (Козлов, 2011). Сильно заглубленные в лесную подстилку пожары могут возникать и при пожарной опасности I класса, но повторяемость таких явлений невелика (Вершинин, Кулангиева, 2006).

По данным наземных метеорологических наблюдений за тот же период, что и для ресурсных облаков были рассчитаны показатели пожарной опасности по станциям СЗФО и оценено число дней (N_G) с показателем G , соответствующим III и (или) IV классу горимости.

Как и для ресурсных облаков, на примере 2005 г. было оценено значение N_G для станции Санкт-Петербург.

На рис. 4 представлен график N_G для пожароопасного сезона на станции Санкт-Петербург за 2005 г. В этот год N_G в сентябре составило 29 дней. Среднее за пожароопасный сезон N_G для класса горимости III составило 15 дней, дней с горимостью IV класса зафиксировано не было.

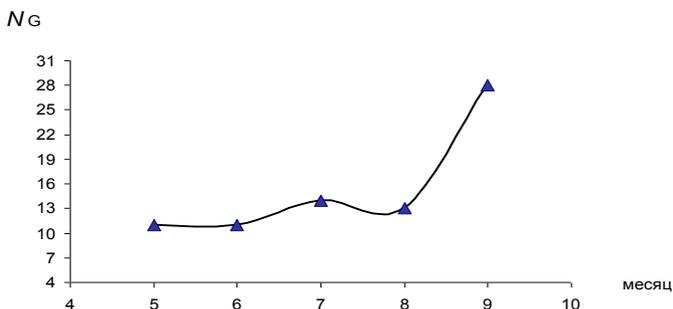


Рис. 4. Число дней с показателем горимости III – IV классов пожароопасного сезона на станции Санкт-Петербург (2005 г.)

Представленные на рис. 5 номограммы N_G для отдельных лет рассматриваемого периода дают полное представление о количестве дней с горимостью опасного класса за каждый год пожароопасного сезона.

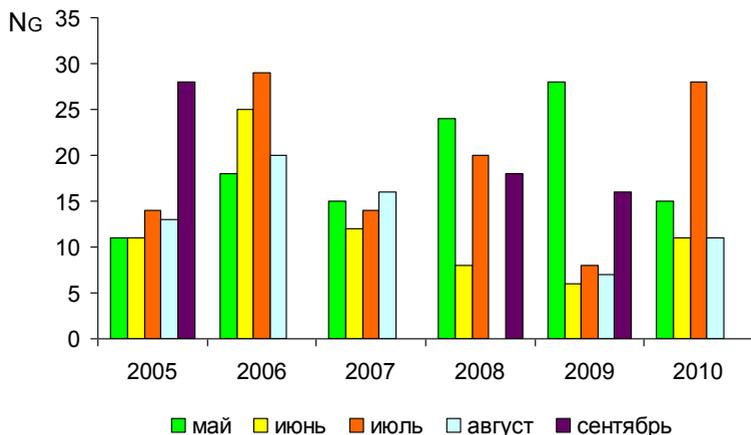


Рис. 5. Число дней с показателем горимости III — IV классов для станции Санкт-Петербург за пожароопасный сезон.

Среднее число дней (N_{Gcp}) с показателем горимости III—IV классов для станций СЗФО представлено на рис. 6. Число дней с высоким показателем горимости колеблется от 18—19 на территории Вологодская, Ленинградской областей и на территории Республики Коми до 8—11 дней в Архангельской и Мурманской областях.

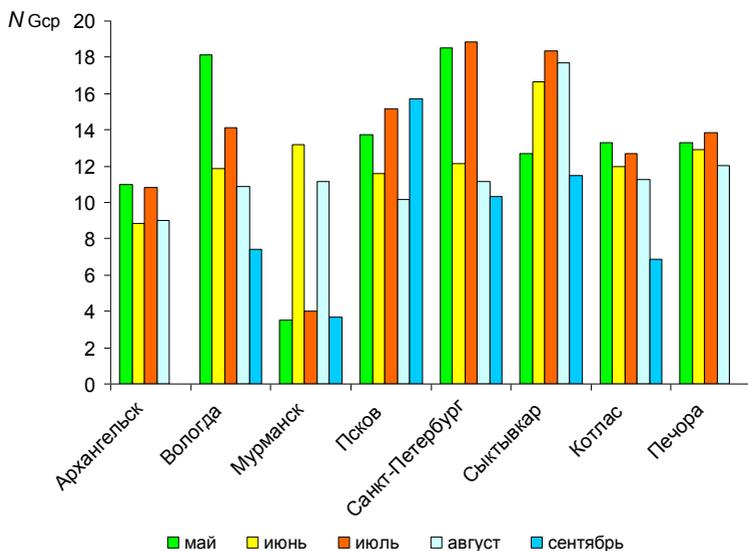


Рис. 6. Число дней с показателем горимости III—IV классов (N_{Gcp}) для пожароопасного сезона за 2005—2010 гг. по станциям СЗФО.

В отдельные месяцы на станциях Архангельск и Печоры дни с высоким показателем горимости отсутствовали

Обобщенные данные о числе дней с ресурсными облаками средним за месяц и пожароопасный сезон в целом, а также данные числе дней с высокой горимостью представлены на рис. 7. Из рисунка видно, что рассматриваемый регион характеризуется большой пространственной изменчивостью указанных характеристик.



Рис. 7. Карта-схема средних характеристик ресурсных облаков и горимости для СЗФО за 2005—2010 гг.

По часовой стрелке от названия станции приведены: среднее число дней с ресурсными облаками ($N_{cp.}$); среднее число дней с горимостью III—IV класса ($N_{Gcp.}$); суммарное число дней с ресурсными облаками ($N_{cp.}$) за период 2005—2010 гг.

4. Оценка перспективности областей СЗФО для работ по тушению (или профилактике) лесных пожаров методом АВ

Для оценки возможности и целесообразности проведения работ по тушению лесных пожаров с методом искусственного вызывания осадков из конвективных облаков необходимо оценить вероятность P_{1-2} одновременного наличия ресурсных облаков (вероятность их развития P_1) и высокой пожарной опасности (вероятность ее возникновения P_2) в районе предполагаемых работ.

Такая оценка в первом приближении может быть выполнена с использованием двух полученных выше характеристик (числа дней с ресурсными облаками и числа дней с высокой пожарной опасностью). Если предположить, что события являются независимыми, то

вероятность их совместной реализации равна произведению соответствующих вероятностей: $P_{1-2} = P_1 \times P_2$. Результаты расчётов P_{1-2} за исследованный период представлены в табл. 2.

В табл. 2 $P_{1cp.}$, $P_{2cp.}$, $P_{1-2 cp.}$ — средние за период 2005—2010 гг. месячные значения вероятностей соответствующих величин.

Из таблицы 2 следует, что СЗФО в целом имеет достаточно благоприятные условия для проведения АВ. Наибольшие значения P_{1-2} отмечаются на станциях Псков, Санкт-Петербург, Вологда, Мурманск. При этом наблюдается внутрисезонный ход P_{1-2} .

Отметим, что предположение о независимости вероятности появления ресурсных облаков и вероятности возникновения высокой пожарной опасности справедливо лишь в некотором приближении, что требует дополнительного исследования. При наличии зависимости $P_1(P_2)$ значение P_{1-2} окажется несколько меньше, чем в случае независимости событий.

Средний для периода 2005—2010 гг. сезонный ход вероятности P_{1-2} на станциях СЗФО представлен на рис. 8.

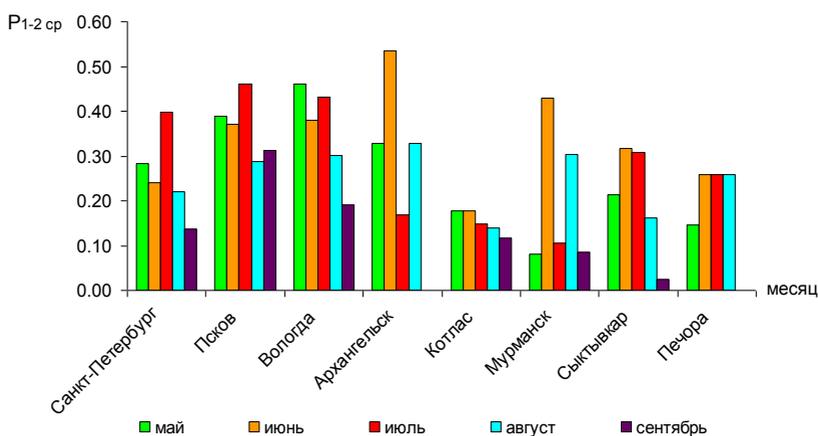


Рис. 8. Гистограммы P_{1-2} для станций СЗФО за 2005—2010 гг.

Таблица 2

Вероятность развития ресурсных облаков P_1 , возникновения высокой пожарной опасности P_2 и совместного появления указанных событий P_{1-2} в отдельных областях СЗФО за период 2005—2010 гг.

P	Санкт-Петербург	Псков	Вологда	Архангельск	Котлас	Мурманск	Сыктывкар	Печора
	<i>май</i>							
P_{1cp}	0,48	0,82	0,70	0,63	0,38	0,87	0,41	0,49
P_{2cp}	0,60	0,45	0,66	0,52	0,47	0,11	0,52	0,33
P_{1-2}	0,29	0,37	0,46	0,33	0,18	0,10	0,21	0,16
	<i>июнь</i>							
P_{1cp}	0,58	0,91	0,88	0,73	0,44	0,97	0,56	0,71
P_{2cp}	0,41	0,37	0,43	0,73	0,37	0,44	0,56	0,38
P_{1-2}	0,24	0,33	0,38	0,54	0,16	0,43	0,31	0,27
	<i>июль</i>							
P_{1cp}	0,68	0,91	0,92	0,73	0,38	0,88	0,59	0,69
P_{2cp}	0,61	0,49	0,49	0,23	0,37	0,13	0,54	0,36
P_{1-2}	0,41	0,44	0,45	0,17	0,14	0,11	0,32	0,25
	<i>август</i>							
P_{1cp}	0,56	0,88	0,82	0,60	0,39	0,90	0,57	0,69
P_{2cp}	0,36	0,32	0,49	0,55	0,28	0,36	0,33	0,40
P_{1-2}	0,20	0,28	0,41	0,33	0,11	0,33	0,19	0,28
	<i>сентябрь</i>							
P_{1cp}	0,41	0,63	0,81	0,54	0,45	0,90	0,38	0,64
P_{2cp}	0,34	0,58	0,37	—	0,30	0,12	0,09	—
P_{1-2}	0,14	0,37	0,29	—	0,14	0,11	0,04	—
	<i>среднее</i>							
$P_{1-2\ cp}$	0,26	0,36	0,40	0,34	0,14	0,21	0,21	0,24

Значения P_{1-2} колеблются в пределах от 0,04 до 0,54. В среднем за сезон значения P_{1-2} оказываются выше 0,14, что соответствует 12 дням. Благоприятными для активных воздействий принято считать условия, при которых P_{1-2} выше 0,20—0,30. Эти данные говорят о наличии благоприятных условий для работ по тушению крупных лесных пожаров искусственно вызываемыми осадками, а также для работ по профилактическому увлажнению этих территорий в СЗФО, особенно на территории Архангельской (частично), Псковской, Вологодской областей, где P_{1-2} в среднем составляет 0,34 до 0,40 (табл. 2)

Заключение

Проведенные исследования показали, что шесть рассмотренных областей СЗФО характеризуются: наличием значительных лесных массивов площадью 978,4 тыс. км² (96 % от площади шести областей); значительным числом дней с высоким классом пожарной опасности, что проявляется в ежегодных лесных пожарах; значительным числом дней с ресурсными облаками, перспективными для проведения работ по активным воздействиям с целью вызывания осадков.

2. В СЗФО за период 2005—2010 гг. максимальное количество дней с ресурсными облаками наблюдалось на станциях Вологда (29 дней в июле), Псков (28 дней в июле) и Мурманск (29 дней в июне). Значительное число дней с ресурсными облаками зафиксировано на станциях Архангельск (23 дня в июле) и Санкт-Петербург (21 дня в июле). Это обусловлено воздействием комплекса физико-географических и климатических условий, способствующих развитию конвекции и формированию ресурсных конвективных облаков.

3. Оценка числа дней с горимостью N_G (III—IV класса) показала следующее: максимальное число дней N_G с горимостью III—IV класса составило 19 дней (в мае и в июле) на станции Санкт-Петербург, близкие значения N_G характерны для Вологодской области (18 дней в мае) и республики Коми (станция Сыктывкар — 18 дней в июле и в августе).

4. Исследование пригодности областей в СЗФО к проведению работ по АВ с целью тушения лесных пожаров показало, что по данным за период 2005—2010 гг. наиболее пригодными областями для тушения лесных пожаров искусственными осадками являются Псковская и Вологодская области. Наименее благоприятные условия имеют место на территории республики Коми.

В дальнейшем желательно увеличить число анализируемых станций для более полного освещения региона и использовать более длинные ряды наблюдений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 15-05-05719а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алисов Б. П., Дроздов О. А., Рубинштейн Е. С. (1952). Курс климатологии. Часть I и II. — Л.: Гидрометеиздат. 487 с.

Биненко В. И., Храмов Г.Н., Яковлев В.В. (2004). Чрезвычайные ситуации в современном мире и проблемы безопасности жизнедеятельности. — СПб. 400 с.

Безуглая Э. Ю., Росторгуева Г. П., Смирнова И. В. (2003). Влияние лесных пожаров в августе 2002 г. на уровень загрязнения воздуха и здоровье населения // Инженерные системы. АВОК. Северо-Запад. № 1 (9). С. 29-33.

Вершинин А. П., Кулангиева Н. О. (2006). Методы оценки и прогноза условий пожароопасности на территории лесопокрытых территорий на примере Ленинградской области. — СПб.: СПбГУ. 65 с.

Гольцберг И. А. (1967). Микроклимат СССР. — Л.: Гидрометеиздат. 286 с.

Довгалюк Ю. А., Оренбургская Е. В., Углонова Т. Л. (1991). Характеристики ресурсных конвективных облаков над лесными пожароопасными районами азиатской части РСФСР и отдельными засушливыми районами европейской части СССР. — Л.: Гидрометеиздат. 88 с.

Кац А. Л., Гусев В. А., Шабунина Т. А. (1975). Методические указания по прогнозированию пожарной опасности в лесах по условиям погоды. — М.: Гидрометиздат. 18 с.

Кобьшева Н. В. и др. (2001). Климат России. — СПб: Гидрометеиздат. с. 655.

Козлов В.Н. (2011). Методы искусственного вызывания осадков для борьбы с лесными пожарами. — СПб: Инфо-Да. 202 с.

Корниенко Е. Е., Половина И. П. (1972). Современное состояние исследований по искусственному увеличению осадков. — Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД. 24 с.

Краус Т. В., Синькевич А. А., Бургер Р., Веремей Н. Е., Довгалюк Ю. А., Степаненко В. Д. (2011). Исследование влияния динамических факторов на развитие кучево-дождевого облака в Саудовской Аравии // *Метеорология и гидрология*. № 10. С. 5—19.

Лосев К. С., Горшков В. Г., Кондратьев К. Я., Котляков В. М., и др. (1993). Проблемы экологии России. — М.: Изд. «Федеральный эк фонд РФ». 347 с.

Мелешко В. П., Мещерская А. В., Хлебникова и др. (2010). Климат Санкт-Петербурга и его изменения. — СПб: Д Арт. 256 с.

Оренбургская Е. В. (1979). К методике подсчета числа дней с конвективной облачностью, пригодной для искусственного вызывания осадков // *Труды ГГО*. Вып. 405. С. 128—131.

Оренбургская Е. В. (1979). К оценке условий благоприятных для проведения воздействий в пожароопасных районах Приморского края // *Труды ГГО*. Вып. 405. С. 122—127.

Осипова Г. И. (1979). Особенности территориального и временного распределения облачных ресурсов для активных воздействий на северо-западе Европейской территории СССР // *Труды ГГО*. Вып. 405. С. 132—140.

Осипова Г. И. (1969). Возможность использования данных наземных наблюдений над облаками при определении числа дней, ресурсных для искусственных воздействий // *Труды ГГО*. Вып. 239. С. 146—157.

РД 52.04.674-2006 (2006). Руководство по искусственному вызыванию осадков для охраны лесов от пожаров. — М.: Метеоагентство Росгидромета. 118 с.

Справочник по климату СССР. (1968, 1969), Ч. 4, 5. Вып. 22, 23. — Л.: Гидрометеиздат. 328 с.

Столярчук Л. В., Смирнова А. А. (1980). Метод анализа лесопожарных сезонов. — Л.: Лен.НИИЛХ. 43 с.

Сумин Ю. П. (1971). Об опытах по тушению ландшафтных лесных пожаров путем искусственного воздействия на облака // *Труды ГГО*. Вып. 262. С. 54—69.

Хромов С. П. (1964). Метеорология и климатология для геофизических факультетов. // Л.: Гидрометеиздат. 499 с.

Хромов С. П., Мамонтова Л. И. (1974). Метеорологический словарь. — Л.: Гидрометеиздат. 568 с.

Хайруллин К. Ш. (1997). Справочник по опасным природным явлениям в республиках, краях и областях Российской Федерации. // СПб: Гидрометеиздат. 588 с.

Червоный М. Г. (1974). Охрана лесов. — М.: Лесная промышленность. 225 с.

Шишкин Н.С. (1964). Облака, осадки и грозовое электричество. — Л.: Гидрометеониздат. 401 с.

УДК 551.594.21+551.509.616

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ САМОЛЕТНЫХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА ЭЛЕКТРИЗАЦИЮ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКОВ

Ю. П. Михайловский

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

Поступила в редакцию 28.02.2015
Поступила после доработки 31.03.2015

Введение

Электрические явления в облаках (молнии, заряджение самолетов и других летательных аппаратов (ЛА) входят в перечень опасных явлений погоды (ОЯП). В настоящее время единственным методом предупреждения летных происшествий, вызываемых этими ОЯП, является запрет на полеты в облаках, в которых наблюдаются или прогнозируются разряды молний. К сожалению методы определения степени грозоопасности проработаны недостаточно. Процессы в облаках быстротечны, «неопасное» облако может стать «опасным» за очень малый промежуток времени. Недостаточное развитие методов прогноза и диагноза электрических ОЯП заставляет метеорологов перестраховываться в части определения электрической опасности, что зачастую приводит к неоправданным длительным запретам и ограничениям. Можно предположить, что появятся объекты, для которых запреты взлета—посадки по условиям облачности станут неприемлемыми или экономически неоправданными. В этих условиях появится потребность в методах регулирования электрического состояния облаков.

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова стояла у истоков разработки методов воздействия на электризацию облаков (Имянитов, Никандров, 1965; Бекряев и др., 1987; Качурин,

1990). В 70—80 годах прошлого века наблюдался всплеск интереса к таким воздействиям во всем мире, в том числе и в СССР (ВМО, 1986; Гальперин и др., 1990, Mikhailovsky, 1992). Результаты проектов были не столь очевидны, как ожидалось, и финансирование работ существенно сократилось. На последней конференции ВМО по активным воздействиям на облака, проходившей в Бали (Индонезия) в 2011 г, а также на 3-х последних конференциях по Атмосферному электричеству (Пекин, Китай, 2002, Рио де Жанейро, Бразилия, 2011, Норман, США, 2014) не было представлено докладов по данному направлению. Работы по воздействиям на электризацию не отражены и в последней обзорной монографии, вышедшей в России (Колосков, Корнеев, Шукин, 2012).

Представляется интересным вернуться к анализу полученных ранее результатов, используя современный уровень представлений о физике электризации и осадкообразования.

Из существующих методов воздействий более предпочтительными представляются воздействия на основной механизм организованной электризации, под которой, в отличие от стохастической, случайной, понимается совокупность процессов микро- и макроэлектризации, приводящая к появлению в облаке пространственно-разделенных локализованных зарядов разных знаков величиной до сотен Кулон и электрических полей с напряженностью более 1000 кВ/м и позволяющая представить облако генератором тока (заряда) для стороннего наблюдателя (Гальперин и др., 1990; Михайловский, 2002; Михайловский, Кашлева, 2012). Воздействия с целью превентивного вызывания молниевых разрядов созданием в облаке или между облаком и землей проводящих каналов (Качурин, 1990; Козлов, Коршун, 2013) представляются менее надежными для целей подавления электрической опасности облака, чем уменьшение эффективности его электрического генератора. Кроме того, возможно возникновение задач, требующих усиления или ускорения электризации облаков (очистка атмосферы, закрытие района от средств радиоэлектронной разведки и др.)

Базовая гипотеза механизма воздействия на электрическое состояние конвективных облаков

В настоящее время большинство ученых, занимающихся проблемами электризации облаков, считают основным механизмом электризации облака столкновения крупных и мелких ледяных частиц (Гальперин и др., 1990; Климин, 1990; Михайловский, 2002; Pruppache, Klett, 1997). Особенно это относится к предгрозовой стадии развития облака, на которой и необходимо проводить воздействия. Теория физики процессов, происходящих на микроуровне и приводящих к заряджению сталкивающихся частиц, окончательно не разработана. Однако в экспериментах показано, что при столкновениях ледяных частиц различных размеров и с различными свойствами поверхности (кристаллы, крупа, град) в присутствии переохлажденной воды на частицах появляются заряды, величина которых достаточна для объяснения электризации облака до грозового состояния за считанные минуты. Многочисленные лабораторные и модельные эксперименты показали, что величина и знак разделяющихся при столкновении зарядов зависит от состояния поверхности частиц, их размеров, температуры и водности в месте контактов (Качурин, 1990; Михайловский, 2002; Михайловский, Кашлева, 2012; Pruppache, Klett, 1997).

Результаты самолетных натуральных экспериментов и разработанная на их основе эмпирическая нестационарная модель электризации хорошо согласуются и могут быть логично объяснены в терминах механизма электризации лед—лед (Михайловский, 2002; Михайловский, Кашлева, 2012; Бекряев и др., 1987; Пономарев, Сийкевич, 1997; Сийкевич, 2001). Из результатов экспериментов и эмпирической модели следует, что мощность эквивалентного электрического генератора облака определяется крупными ледяными частицами и, следовательно, изменяя их размеры и количество, возможно целенаправленно регулировать ток зарядки облака и его электрическое состояние (Михайловский, 2002).

Для изменения размеров и количества крупных ледяных частиц в облаке используются существующие методы и методики воздействий

на облака с помощью льдообразующих реагентов (ВМО, 1986; Качурин, 1990; Колосков, Корнеев, Щукин, 2012). При введении в облако на ранней стадии его развития оптимального количества ядер кристаллизации (т. н. «микрофизический засев», когда не возникает конкуренции за влагу), в облаке ускоряется появление крупных ледяных частиц, их количество возрастает, что приводит к ускорению и усилению электризации. Однако введение в облако избыточного количества льдообразующего реагента («перезасев» облака ядрами кристаллизации) вызывает конкуренцию за влагу между ледяными зародышами, замедляет рост ледяных частиц, препятствует образованию крупных ледяных частиц, что приводит к замедлению и подавлению электризации. Таким образом, за счет регулирования количества льдообразующего реагента, вводимого в облако возможно получать как усиление (ускорение) электризации, так и ее подавление (замедление) (Гальперин и др., 1990; Mikhailovsky et.al.,1992) .

Методика эксперимента и используемое оборудование

На основании изложенного выше подхода была организована и проведена большая (более 100 облаков) серия рандомизированных экспериментов по воздействиям на электризацию конвективных облаков с помощью самолетов. Наиболее часто в данных работах использовался самолет–лаборатория (СМЛ) АН-12 «Циклон» № 11530. Схема размещения специального оборудования на самолете представлена на рис. 1.

Воздействия на электрическое состояние облаков (ВЭСО) были направлены на изменение мощности основного механизма электризации облака посредством изменения количества и качества контактов крупных и мелких ледяных частиц. Эта цель достигалась изменением спектра размеров крупных ледяных частиц и водности переохлажденной части облака.

Воздействия осуществлялись посредством введения в облако льдообразующих реагентов, вызывающих изменения в процессах осадкообразования, т. е. процессах формирования крупных ледяных частиц.



Рис. 1. Схема размещения оборудования на самолете–лаборатории АН-12 «Циклон» №11530

- 1, 2, 3, 5 — датчики приборов измерения напряженности электрического поля (СПНП), 4 — острие активного компенсатора заряда самолета,
 6 — бортовой метеорологический локатор (БМР), 7 — РЛС «Гроза»,
 8 — самолетный метеорограф,
 9, 10 — устройства для отстрела пиропатронов (АСО – 2И, КДС -155),
 11 — рольганговый транспортер для сброса сыпучих реагентов.

После выбора облака, находящегося на стадии развития ($-5\text{ }^{\circ}\text{C} > T_{\text{вг}} > -15\text{ }^{\circ}\text{C}$) на 1-м исследовательском режиме случайным образом выбиралось одно из трех заданий:

- воздействие на усиление, ускорение электризации;
- исследование естественного цикла развития;
- воздействие на ослабление, замедление электризации.

Методика исследований для всех 3-х случаев развития эксперимента была одинаковой – последовательные челночные пролеты над облаком с небольшим превышением над вершиной облаков с контролем:

- процессов электризации облака по напряженности электрического поля (E) над облаком, измеряемой разработанным в ГГО комплексом приборов СПНП (Гальперин и др., 1990);
- процессов осадкообразования (образования крупных ледяных частиц) по отражаемости облака (Z), контролируемому по

разработанному ЦАО бортовому метеорологическому локатору (БМР);

— процессов кристаллизации в облаке по температуре атмосферы на его верхней границе (Твг) и визуально определяемому состоянию вершины (ВСВ) по методике, подробно изложенной в (Гальперин и др., 1990; Михайловский, Кашлева, 2012);

— динамики облака по скорости роста высоты верхней границы облака (Нвг).

В экспериментах особое внимание уделялось уменьшению погрешностей измерения E . Для этого были исключены даже кратковременные заходы самолета в облако и проведены специальные методические полеты для уточнения коэффициентов формы конкретных СМЛ (Михайловский, 2014).

Воздействия на электрическое состояние облаков (ВЭСО) проводятся на ранней стадии развития облака после превышения вершиной облака изотермы $-5 \div -15$ °С. Воздействия с целью усиления, ускорения электризации должны обеспечить в области восходящих потоков в зоне между изотермами $-5 \div -15$ °С концентрацию ядер кристаллизации порядка $10 \sim 1000$ в кубическом метре. Воздействия с целью подавления или замедления электризации должны создать концентрацию ядер конденсации 10^5 и более в кубическом метре. Удельные концентрации ядер кристаллизации для обоих видов воздействий выбирались из литературных источников. Доставка реагента в облако осуществлялась с помощью средств воздействий типа КДС-155 или АСО-2И и, соответственно, пиропатронов типа ПВ-50 или ПВ-26 снаряженных льдообразующим реагентом типа AgJ с выходом реагента не менее $5 \cdot 10^{12}$ частиц на один грамм диспергированного состава в оптимальных условиях. Количество пиропатронов и их тип определялось руководителем на основании реальной информации о размерах переохлажденной части конкретного облака. Область восходящих потоков определяется либо визуально (купол вершины), либо по бортовому метеорологическому локатору по максимуму отражаемости. Практически для всех исследованных облаков на той стадии, на которой проводились воздействия (растущее облако с Твг от -5 до -15 °С), купол вершины

находился на одной вертикали с зоной максимальной отражаемости. Воздействия с целью усиления, ускорения электризации осуществляются отстрелом 1—3 пиропатронов ПВ-50 в центр восходящего потока, с целью подавления, замедления электризации отстрелом 10—100 пиропатронов.

Оценка эффективности воздействий на электрическое состояние облаков

Оценка эффективности воздействий или, другими словами, выделение эффекта воздействий на фоне естественной изменчивости процессов представляет собой один из сложнейших и ответственных этапов по планированию и проведению работ по воздействиям. Классические способы выделения эффекта воздействия основаны либо на использовании схемы рандомизации т. е. случайному выбору проводить ли воздействие на выбранный объект или оставить его в качестве фонового, либо на использовании так называемых «контрольных» объектов, которые должны принадлежать той же генеральной совокупности, что и объекты, подвергаемые воздействиям, либо на методе «исторической» регрессии, т. е. на априорной ранее полученной информации о процессе. Эти классические способы весьма затратны как по времени, так и по средствам (количество экспериментов). Поэтому весьма широко используются «физические» методы оценки эффективности. При этом в качестве доказательств наличия эффекта используются определенные физические соображения, зачастую весьма субъективные.

В данной работе предпринята попытка использовать оба подхода. Как уже отмечалось, выбор цели эксперимента с облаком (исследование естественного цикла или воздействие с целью усиления электризации или воздействие с целью ослабления электризации) определялся случайным образом с помощью игровой кости уже на первом пролете самолета над выбранным облаком. Таким образом осуществлялась рандомизация эксперимента. При таком режиме уже на первом исследовательском этапе формулировались ожидаемые

изменения в развитии облака (увеличение отражаемости облака Z и напряженности электрического поля E над облаком либо, наоборот, уменьшение Z и E) после воздействия, которое проводилось обычно на втором режиме. Время действия реагента принималось равным ~ 10 мин.

Выделение эффекта воздействий проводилось путем сравнения полученных результатов с ожидаемыми, заранее объявленными. Если по прошествии 10 мин. после воздействия в облаке происходили те изменения, которые ожидалось после бросания кости на 1-м режиме, считалось, что воздействия были успешными. Если происходили обратные изменения, считалось, что воздействие неуспешно. В случае неэффективности воздействий, если бы воздействия не оказывали бы никакого влияния на процессы в облаке, количество положительных и отрицательных результатов было бы приблизительно равно. Реальные результаты экспериментов представлены в табл. 1.

В табл. 1 рассмотрены две группы исследованных облаков из трех – подвергнутые воздействию с целью усиления электризации и, наоборот, ослабления, замедления электризации. Таким образом мы пытались упростить выделение эффекта воздействий, считая, что разница между этими выборками будет более существенной, чем отличия каждой из них от естественного цикла.

Представлены результаты как по всем облакам в целом (29 на усиление и 16 на ослабление), так и по отдельным группам облаков. Например, 17 из 29 облаков, подвергнутых воздействию с целью усиления электризации, в момент воздействия находились в стадии роста (наблюдался рост высоты вершины Нвг), причем у 5-и из них $-5\text{ }^{\circ}\text{C} > \text{Твг} > -15\text{ }^{\circ}\text{C}$, а у 12-ти $-15\text{ }^{\circ}\text{C} > \text{Твг} > -25\text{ }^{\circ}\text{C}$.

В 6-и облаках из этих 17 максимальная отражаемость Z была от -20 до 10 дБZ , а в 11-ти облаках Z была от 10 до 40 дБZ . Аналогично и по другим группам облаков (стационарная стадия) и видам воздействия (ослабление электризации).

Во время воздействия определялось какое развитие облака будет признаком «успешности» воздействий: через 10–15 минут после начала воздействия фиксировалось наблюдалось ли ожидаемое, выбранное случайным образом, изменение.

Таблица 1

Результаты рандомизированного эксперимента по самолетным воздействиям на электрическое состояние конвективных облаков с использованием льдообразующего регента AgJ

Параметры облаков		Количество облаков	Наблюдаемый результат воздействия при $\Delta t=10$ мин			
			Увеличение		Уменьшение	
			E	Z	E	Z
<i>Усиление, ускорение электризации 1 -6 ПВ-50</i>						
Всего		29	24	20	5	9
Стадия роста Нвг	ТВг от -5° до -15°	5	5	5	0	0
	ТВг от -15° до -25°	12	9	9	3	3
	Z от -20 до $10 \partial BZ$	6	6	6	0	0
	Z от 10 до $40 \partial BZ$	11	9	8	2	3
Стационарная стадия	ТВг от -5° до -15°	4	4	3	0	1
	ТВг от -15° до -25°	8	6	3	2	5
	Z от -20 до $10 \partial BZ$	4	3	2	1	2
	Z от 10 до $40 \partial BZ$	8	6	4	2	4
<i>Ослабление, подавление электризации 12 -60 ПВ-50</i>						
Всего		16	2	4	14	12
Стадия роста Нвг	ТВг от -5° до -15°	2	0	0	2	2
	ТВг от -15° до -25°	6	2	2	4	4
	Z от -20 до $10 \partial BZ$	3	1	1	2	2
	Z от 10 до $40 \partial BZ$	5	1	1	4	4
Стационарная стадия	ТВг от -5° до -15°	1	0	0	1	1
	ТВг от -15° до -25°	7	0	2	7	5
	Z от -20 до $10 \partial BZ$	2	0	0	2	2
	Z от 10 до $40 \partial BZ$	6	0	2	6	4

В случае «нулевой» гипотезы, т. е. отсутствия влияния воздействий на развитие облака, можно было ожидать, что количество «успешных» экспериментов будет равно количеству «неуспешных», т. е. вероятности их будут равны. Функция вероятности биномиального распределения задаётся формулой:

$$p_Y(k) \equiv \mathbb{P}(Y = k) = \binom{n}{k} p^k q^{n-k}, \quad k = 0, \dots, n,$$

где

$$\binom{n}{k} = \frac{n!}{(n-k)!k!},$$

p, q — вероятности соответственно «успешных» и «неуспешных» исходов, n — общее количество экспериментов, k — количество «успешных» экспериментов.

Было получено, что максимальная вероятность получения совпадений реальных изменений E и Z с предполагаемыми случайным образом менее 0,15. Например, при воздействиях на ослабление электризации вероятность получения 14 из 16 «успешных» результатов случайным образом равна менее 0,05. Полученные оценки подтверждают правомочность базовой гипотезы об основном механизме электризации и способе воздействия на электризацию как с целью стимулирования, так и подавления.

Были также исследованы статистические связи E (рис. 2) с другими контролируемыми параметрами, как при естественном цикле развития (рис. 2А, 2Б, 2В, 2Г), так и при воздействиях на усиление электризации (закрашенные точки) и ослабление (незакрашенные) (рис. 2Д — 3):

А, Д — случаи с максимальной за весь эксперимент высотой верхней границы облака ($H_{вг}$), определяемой с самолета визуально в км и с максимальной толщиной (вертикальной протяженностью) переохлажденной части облака ($H_{л}$), км;

Б, Е — случаи с максимальной за весь эксперимент площадью радиолокационного сечения с отражаемостью более 35 дБЗ и лежащей выше нулевой изотермы (S_z), км², и максимальным интегралом (суммой) отражаемостей по этой площади S_z (Z_s) в (дБЗ км²);

В, Ж — случаи с максимальной за весь эксперимент температурой атмосферы на верхней границе облака ($T_{вг}$). °С;

Г, З — случаи с максимальным за весь эксперимент диаметром (горизонтальным размером) вершины облака (D), км.

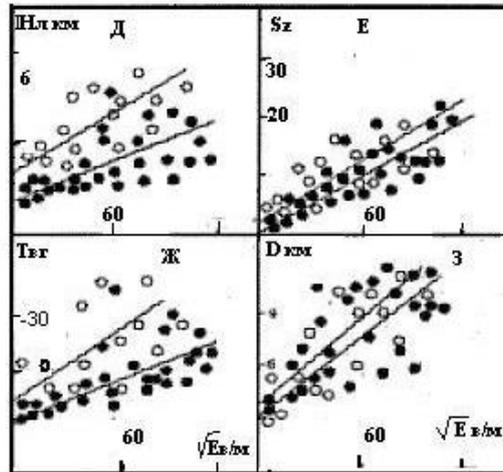
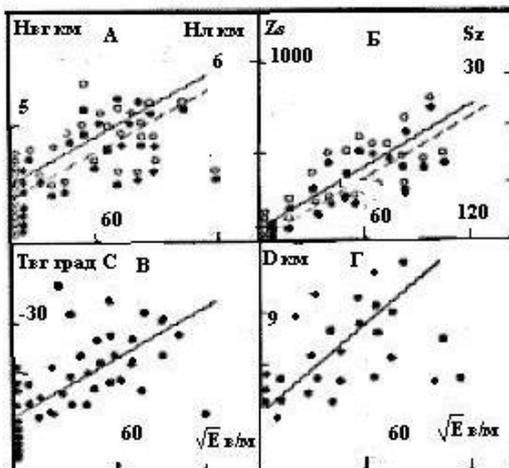


Рис. 2. Связь напряженности электрического поля E с параметрами облака, контролировавшимися в самолетных экспериментах по воздействиям на электрическое состояние конвективных облаков при естественном цикле развития (2А – 2Г) и при воздействиях с целью усиления (закрашенные точки) и ослабления электризации (незакрашенные точки) (2Д – 2З).

Следует подчеркнуть, что при данном подходе к анализу эффективности воздействий, объектом исследований является облако.

Развитие облака в естественном цикле (рис. 2А, 2Б, 2В, 2Г) или при воздействиях (рис. 2Д, 2Е, 2Ж, 2З) характеризуется максимальными значениями соответствующих параметров облака за все время его существования. При проведении воздействия на начальной стадии развития облака эксперимент дает возможность установить влияют ли воздействия на конечный результат его развития.

В экспериментах были установлены статистически значимые различия регрессионных связей E с толщиной переохлажденной части облака H_l (рис. 2А и 2Д) и температурой на верхней границе $T_{вг}$ (рис. 2В и 2Ж) для трех полученных выборок. При воздействиях с целью ослабления, замедления электризации облака, имеющие определенную максимальную толщину переохлажденной части, электризовались в среднем слабее, над ними наблюдались в среднем меньшие значения напряженности электрического поля E , чем в экспериментах без воздействий и в экспериментах с целью усиления, ускорения электризации (рис. 2А, рис. 2Д). Такие же закономерности можно обнаружить и при анализе связей E с $T_{вг}$. На рис. 2Д и 2З черными кружками обозначены результаты экспериментов по воздействию с целью усиления, ускорения электризации, а незакрашенными кружками — подавления, замедления электризации. На рис. 2А черными кружками отображена связь H_l и E , а светлыми — связь $H_{вг}$ с E , на рис. 2Б черными кружками отображена связь S_z и E , а светлыми — Z_s .

Различия регрессионных связей E с радиолокационным параметром S_z , который является площадью части вертикального радиолокационного сечения с отражаемостью $Z > 35$ дБZ и расположенной выше нулевой изотермы, оказались статистически незначимы. Коэффициент регрессии остается приблизительно одинаковым как для облаков развивающихся без воздействий, так и для облаков подвергнутых воздействию с целью усиления или ослабления электризации. Этот результат подтверждает базовую гипотезу о механизме электризации конвективного облака и

механизме воздействий на его электрическое состояние. Действительно, параметр Sz характеризует количество и средний размер крупных ледяных частиц в облаке. Как было отмечено выше, воздействие на электризацию облака осуществляется путем воздействия на размеры и количество крупных ледяных частиц, т. е. на Sz. В процессе воздействий при изменении Sz пропорционально изменяется электризация E над облаком, что и подтверждается на рис. 2Б и рис. 2Е.

Таким образом двумя различными способами удалось доказать как правомочность базовой гипотезы воздействий на электризацию конвективных облаков, так и успешность реализации предложенной методики.

Выводы

1. Выбрана и обоснована базовая гипотеза самолетных воздействий на электризацию конвективных облаков льдообразующими реагентами с альтернативными целями, как с целью усиления, ускорения электризации при «оптимальном или микрофизическом засеве», так и ослабления, замедления при «перезасеве».

2. Разработана методика самолетного рандомизированного эксперимента по воздействиям на электризацию конвективных облаков и контролю результатов с использованием измерительного комплекса самолета-лаборатории.

3. Разработана методика выделения эффекта воздействий на электризацию конвективных облаков с использованием 2-х подходов: оценка соответствия ожидаемым изменений E и Z через 10—15 мин после воздействия и оценка различий в регрессионных связях E с другими контролируруемыми параметрами.

4. Проведены самолетные рандомизированные эксперименты по воздействиям с контролем выбранных параметров.

5. Анализ результатов самолетных исследований электризации конвективных облаков (ЭКО) показал, что как при естественном развитии, так и при воздействиях, ЭКО определяется крупными

ледяными частицами. Следовательно, воздействия на количество и размеры этих частиц позволяют изменять ЭКО.

6. Рандомизированный самолетный эксперимент по воздействиям и анализ результатов подтвердили, что воздействия на ЭКО, проводимые по разработанным методикам как с целью усиления, ускорения, так и подавления, замедления ЭКО, приводят к статистически значимым результатам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Активные воздействия на погоду. (1986). // Бюллетень ВМО. Т. 35. № 1. С. 83—84.

Бекряев В. И., Пономарев Ю. Ф., Синькевич А. А., Чубарина Е. В. (1987). Результаты исследований процесса кристаллизации конвективных облаков после воздействий. / В сб. Вопросы физики облаков. — Л.: Астерион. С. 131—136.

Гальперин С. М., Кашилева Л. В., Михайловский Ю. П., Степаненко В. Д. (1990). Электризация конвективных облаков в естественном цикле развития и при воздействиях (самолетные исследования) / В сб. Вопросы атмосферного электричества. — СПб: Астерион. С. 76—120.

Имянитов И. М., Никандров В. Я. (1965). О возможности воздействия на электрические процессы в облаках. / В сб. Краткие тексты и тезисы докладов к совещанию по активным воздействиям на облака и туманы. — Л.: Изд. ГГО. С. 138—142.

Качурин Л. Г. (1990). Физические основы воздействия на атмосферные процессы. —Л.: Гидрометеиздат. 464 с.

Климмин Н. Н. (1990). Механизм передачи заряда при взаимодействии ледяных частиц / В сб. Вопросы атмосферного электричества. — СПб: Астерион. С. 127—137.

Козлов В. Н., Коршун Н. А. (2013). Способ инициирования грозových разрядов. — Патент РФ № 2541661 от 15.01.2015.

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

Михайловский Ю. П. (2014). О технологии контроля напряженности электрического поля атмосферы и облаков с помощью самолетов-лабораторий. «Методы и устройства передачи и обработки информации». ISSN 2220-2609. № 16. С. 41—45.

Михайловский Ю. П. (552). Эмпирическая модель электрически активных

конвективных облаков и возможности ее использования для тестирования численной модели // Труды НИЦ ДЗА. № 5 (552). С. 66 —75.

Михайловский Ю. П., Кашлева Л. В. (2012). Методика и результаты исследований электризации конвективных облаков с помощью самолетов. / В сб. Радиолокационная метеорология и активные воздействия. — СПб: Д АРТ. С. 98—114.

Пономарев Ю. Ф., Синькевич А. А. (1997). Электризация конвективных облаков на северо-западе России // Метеорология и гидрология. № 6. С. 73—80.

Синькевич А. А. (2001). Конвективные облака северо-запада России. — СПб: Гидрометеоиздат. 106 с.

Mikhailovsky, Yu. P., Kashleva L. V., Stepanenko V. D. (1992). Aircraft investigation of the convective clouds electrification. / In Proc. of the 9th Conf. of the Atm. Electricity. — St.Petersburg. P. 193—197.

Pruppache, H. R., Klett J. D. (1997): Microphysics of Clouds and Precipitation. — Kluwer Academic Publishers. 954 p.

**КОММЕНТАРИИ К СТАТЬЕ
"ВЛИЯНИЕ ЭВОЛЮЦИИ КЛИМАТИЧЕСКИХ
ХАРАКТЕРИСТИК В XXI ВЕКЕ НА ГАЗООБМЕН ЧЕРЕЗ
ПОВЕРХНОСТЬ БАРЕНЦЕВА МОРЯ (ЧИСЛЕННОЕ
МОДЕЛИРОВАНИЕ)"**

Ю. Д. Реснянский

Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской
Федерации
123242 Москва, Б. Предтеченский пер., 11-13
e-mail: resn@mecon.ru

В статье (Бортковский и др., 2015) представлены оценки изменений скорости газообмена через поверхность Баренцева моря. Газообмен оценивается с использованием методологии, предложенной в работе (Бортковский и др., 2012) для определения пространственных распределений потоков CO_2 и O_2 в условиях современного климата. Новым в сравнении с этой работой результатом является распространение оценок для условий ожидаемых изменений климата в 21 веке.

В соответствии с используемой методологией газообмен подразделяется на две части: диффузионную и так называемую пузырьковую, вступающую в действие при сильных ветрах. Причем пузырьковому механизму придается особое значение, подчеркиваемое даже названием статьи (Бортковский и др., 2012). Поскольку пузырьковый механизм начинает действовать при усилении ветра, то, казалось бы, именно изменения функции распределения скорости ветра в хвостовой ее части, соответствующей сильным ветрам, должны были бы рассматриваться как ключевые характеристики для получения оценок газообмена при изменении климата.

Современные климатические модели, в которых осуществляется расчет основных переменных состояния с высокой дискретностью по времени, а также данные реанализов, относящиеся, правда, лишь к

современным климатическим условиям, вполне могут обеспечить получение необходимой информации о статистике штормов и прочих гидрометеорологических параметров. Именно этой информацией и следовало бы воспользоваться для получения заслуживающих доверия оценок влияния изменений климата на скорость газообмена, которая в соответствии с используемой методологией существенным образом зависит не только от средних значений, но и от статистической структуры ветрового режима, характеризующей повторяемость штормовых усилений ветра.

Тем не менее, оценки газообмена в условиях меняющегося климата строятся в предположении о том, что функция распределения скоростей ветра в 21 веке остается такой же, как и в расчетах для современных условий. Причем это распределение совершенно одинаково на всей акватории и для всех временных периодов: штормовые условия имитируются "...путем задания во всех точках расчетной области последовательного усиления скорости ветра от 11,5 до 26,5 м/с...". Но откуда следует, что статистика штормов именно такова (все усиления ветра имеют одинаковую силу в указанном диапазоне), не меняется от района к району, от сезона к сезону и, наконец, остается неизменной со сменой климата? В статье, правда, есть упоминание об "аппроксимации плотности вероятности распределения скорости распределением Максвелла". Но из текста совершенно невозможно понять каким образом это распределение соотносится с последовательными усилениями скорости ветра от 11,5 до 26,5 м/с и как меняются параметры этого распределения с изменениями климата.

Не добавляет достоверности и произвольное комбинирование данных различных климатических моделей (двух моделей ГГО и глобальной климатической модели ЕСНАМ5/MPI-OM). Каждая из этих моделей обладает собственными погрешностями, и параметры состояния атмосферы и моря, подаваемые на вход локальной модели газообмена, никак не согласованы друг с другом в разных моделях. Если скорость ветра в климатической модели ЕСНАМ5/MPI-OM занижена в 1,5—2 раза, то каковы основания доверять получаемым в этой модели гидрологическим характеристикам верхнего слоя воды,

используемым для расчета газообмена? А ведь преобразования термохалинной структура верхнего слоя моря, параметры состояния которого являются исходными для модели газообмена, решающим образом зависят от интенсивности ветрового воздействия.

Остается недостаточно проясненной и роль региональной детализации (осуществляемой путем использования данных региональной климатической модели ГГО) для получения интегральных оценок по акватории Баренцева моря, являющихся основным объектом рассмотрения. Каких либо свидетельств того, что роль региональной детализации более важна нежели роль не учитываемой в расчетах внутрисезонной и синоптической изменчивости, в статье обнаружить не удается.

Что касается оценок газообмена для современных условий, которые рассматриваются в одном из разделов статьи, то для их получения в рамках принятой методологии имеются источники гораздо более детальных и надежных данных о состоянии климатической системы, нежели региональная атмосферная модель ГГО и климатической модель ECHAM5/MPI-OM с указанными выше дефектами качества данных о ветре и сезонным осреднением по времени. Такие как, например, данные реанализа метеорологических полей CFSR (Climate Forecast System Reanalysis) (Saha et al., 2010). Эти данные, включающие сведения о состоянии как атмосферы, так и морской среды, имеют глобальное покрытие, горизонтальное разрешение около $0,3^\circ$ ($\sim 12 \text{ км} \times 34 \text{ км}$ в Баренцевом море), превосходящее разрешение региональной модели ГГО, и ежечасное разрешение по времени, предоставляющее возможность детального прослеживания развития штормовых эпизодов без каких-либо предположений о гипотетических усилениях ветра.

Высокое качество данных CFSR о ветре, существенно превосходящее качество данных ECHAM5/MPI-OM, да и, несомненно, данных региональной модели ГГО, подтверждается результатами их сравнения со спутниковыми данными, включающими объединение информации микроволновых и скаттерометрических сенсоров (Zhang et al., 2006). Пример такого сравнения для одной из точек в Баренцевом море показан на рисунке.

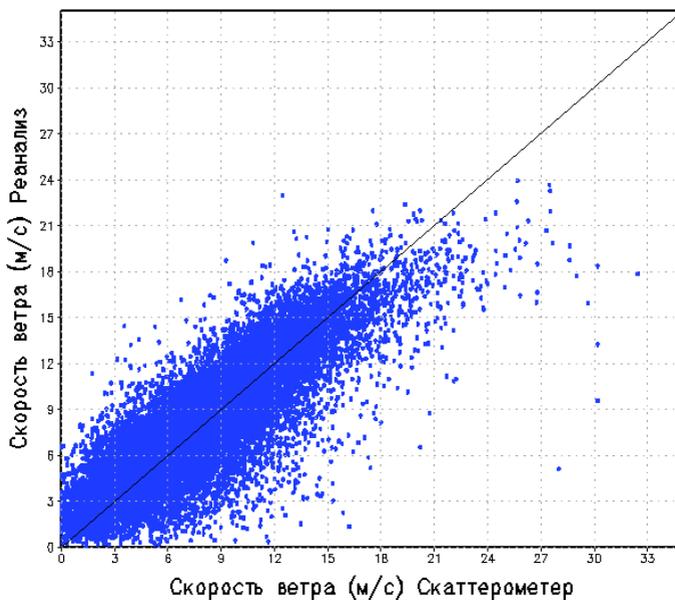


Рисунок. Диаграмма рассеяния скоростей ветра по данным спутниковых измерений (горизонтальная ось) и реанализа CFSR (вертикальная ось) в Баренцевом море в точке с координатами $\lambda = 50,0^\circ$ в. д., $\varphi = 70,5^\circ$ с. ш. за период 09.08.1987—31.12.2009.

Коэффициент корреляции данных из двух источников 0,85.

Подводя итог рассмотрения результатов работы (Бортковский и др., 2015), приходится констатировать, что достоверность оценок, полученных в ней с использованием не самых надежных источников входной информации при весьма ограничительных предположениях относительно изменчивости климатических статистик, остается под большим вопросом. В отсутствие сведений о доверительных интервалах получаемых оценок для меняющихся климатических условий остается лишь согласиться с высказанным в работе (Gulev et al., 2009) суждением о недостаточной надежности оценок газообмена даже для современного периода, не говоря уж про эволюционирующие климатические условия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бортковский П. С., Надёжина Е. Д., Стернзат А. В., Павлова Т. В., Пикалева А. А., Егоров Б. Н. (2015). Влияние эволюции климатических характеристик в XXI веке на газообмен через поверхность Баренцева моря (численное моделирование) // Труды ГГО. Вып. 576. С. 7—26.

Бортковский П. С., Орленко Л. П., Надёжина Е. Д., Стернзат А. В., Павлова Т. В., Пикалева А. А., Молькентин Е. К., Егоров Б. Н. (2012). Газообмен через поверхность Баренцева моря (модельные оценки с учетом переноса газа пузырьками при шторме) // Труды ГГО. Вып. 566. С. 42—60.

Gulev S. K., Josey S. A., Bourassa M., et al. (2009). Surface energy, CO₂ fluxes and sea ice / OceanObs'09: Sustained Ocean Observations and Information for Society. Venice, Italy. 21—25 September. doi:10.5270/OceanObs09.

Saha S., Moorthi S, Pan H.-L. et al. (2010). The NCEP Climate Forecast System Reanalysis // Bull. Amer. Meteor. Soc. 91. P. 1015—1057. doi: 10.1175/2010BAMS3001.1.

Zhang H.-M., Bates J. J., and Reynolds R. W. (2006). Assessment of composite global sampling: Sea surface wind speed // Geophys. Res. Lett. 33. L17714, doi:10.1029/2006GL027086.

ОТВЕТ
НА КОММЕНТАРИИ Ю. Д. РЕСНЯНСКОГО
К СТАТЬЕ Р.С. БОРТКОВСКОГО И ДР. «ВЛИЯНИЕ
ЭВОЛЮЦИИ КЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК В XXI
ВЕКЕ НА ГАЗООБМЕН ЧЕРЕЗ ПОВЕРХНОСТЬ БАРЕНЦЕВА
МОРЯ (ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ)»,

ТРУДЫ ГГО, 2015, ВЫП. 576, С. 7-26

*Бортковский Р. С., Надёжина Е. Д., Стернзат А. В., Павлова Т. В.,
Пикалёва А. А., Егоров Б. Н.*

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

Авторы статьи благодарны Ю. Д. Реснянскому за проявленный интерес и внимание к нашей работе. Комментарии Ю. Д. Реснянского содержат целый ряд положений, которые, безусловно, подлежат обсуждению и заслуживают внимания в части развития исследований газообмена в Арктических морях. Коротко остановимся на основных комментариях.

Прежде всего, в комментариях идет речь об источниках информации о статистической структуре поля ветра в исследуемом регионе. Как правильно отмечает Ю. Д. Реснянский, на основе расчетов по климатическим моделям высокого разрешения (в частности, на основе региональных климатических моделей (РКМ)) может быть получена информация об изменении повторяемости скоростей ветра при изменении климата. На начальных этапах нашего исследования были проанализированы функции распределения скоростей ветра, осредненные по акватории Баренцева моря для всех месяцев года на основе систематизации данных наблюдений (Атлас ЕСИМО, 2005), на основе оценок по РКМ ГГО и с использованием формулы Максвелла. Функции распределения для скорости ветра по данным разных источников для всех месяцев года оказались близкими. С технической точки зрения удобнее использовать распределение Максвелла. Это распределение удовлетворительно согласуется с результатами измерений скорости ветра на судах

погоды, выполнявшихся в течение многих лет в самых разных частях океанов.

Модельные оценки показывают, что форма кривой распределения скоростей ветра при потеплении климата меняется слабо. Это согласуется с выводами МГЭИК о том, что обнаружение статистически значимого отклика атмосферной циркуляции на антропогенное воздействие затруднено по причине большой пространственно-временной изменчивости атмосферы во внетропических широтах. Используемые в расчетах потоков газа распределения скорости ветра были получены не в целом для акватории, а во всех сеточных узлах, приходящихся на акваторию моря. Межгодовая и сезонная изменчивость функций распределения в расчетах учитывается. Расчет потоков газа проводится для набора скоростей и усредняется в соответствии с функцией распределения, полученной для данного узла сетки.

Методика оценки потоков газа для заданного набора скоростей ветра описана, например, в работах: **Бортковский Р. С.** Газоперенос через поверхность океана при сильном ветре и его вклад в средний газообмен //Известия РАН, 2003, Физика атмосферы и океана, т.39, №6, с.809—816; **Бортковский Р. С.** К оценке среднего обмена кислородом и CO_2 между океаном и атмосферой в ключевых районах океана //Известия РАН, Физика атмосферы и океана, 2006, т. 42, №2, с. 250—257.

Коснемся вопроса о выборе входных параметров для модели газопереноса. Разумеется, имея совместную модель океана и атмосферы большого пространственного разрешения, мы могли бы более аккуратно осуществить выбор этих параметров с точки зрения согласования структуры океана и атмосферы. Однако, в ходе анализа данных ЕСНАМ5/MPI-OM и результатов расчетов по глобальной и региональной моделям ГГО, было установлено, что скорости ветра, полученные на основе ЕСНАМ5/MPI-OM, существенно занижены по сравнению с реанализом и натурными данными. Аналогичная картина складывается для целого ряда других совместных моделей «океан – атмосфера». Процедура динамической пространственной детализации, которая обеспечивается с помощью РКМ, приводит к более

реалистичным оценкам скорости ветра в регионе. Анализ чувствительности модели газопереноса к вариациям входных параметров показал, что наибольшее влияние на расчетные значения потоков газа оказывают температура поверхности и скорость ветра, тогда как вариации температуры и солёности на нижней границе расчетной области, взятые из ECHAM5/MPI-OM, слабо сказываются на величине потоков газа.

Заметим, что качество расчета скорости ветра по региональной модели слабо зависит от того, по каким данным задается температура поверхности океана (в том числе Баренцева моря и других Арктических морей), будь то реанализ или модель ECHAM5/MPI-OM. При этом, разумеется, для прогностического периода необходимо использовать данные по температуре океана из модели ECHAM5/MPI-OM.

Оценки тонкой структуры верхнего слоя воды, в том числе вертикальных профилей температуры и солёности, получаются с помощью модели, описанной в указанных выше работах Р. С. Бортковского.

Нельзя не согласиться с автором комментариев в том, что привлечение реанализов (например, широко распространенного реанализа NCEP-CFSR) и использование спутниковых данных расширяет информационную базу анализа. Такое расширение, безусловно, может быть реализовано в рамках дальнейших исследований. Однако это не должно оказать существенного влияния на полученные оценки потоков газа.

Полученные расчетные значения потоков газа имеют, по-видимому, ту же степень достоверности, что и оценки других исследователей. В опубликованной статье мы хотели показать возможности метода оценки потоков газа при использовании в качестве входной информации для локальной модели газообмена результатов моделирования климата на регулярной сетке. Одной из целей работы был анализ отклика потоков разной физической природы на климатические изменения. Выполненные разработки должны помочь наметить пути дальнейших исследований в этой области.

Нина Владимировна Кобышева

К 90-летию со дня рождения

24 апреля 2015 года исполнилось 90 лет выдающемуся климатологу, заслуженному деятелю науки РФ, заслуженному метеорологу РФ, доктору географических наук, профессору Нине Владимировне Кобышевой.

Придя в 1974 году в Главную геофизическую обсерваторию сложившимся и зрелым специалистом, Нина Владимировна возглавила работы по прикладной климатологии.

Н. В. Кобышева — автор 15 монографий на русском и английском языках, в том числе «Климат России» 2001 г., «Климат и железнодорожный транспорт», 2005 г. «Энциклопедия климатических ресурсов РФ» 2005 г., «Руководство по специализированному климатологическому обслуживанию» 2008 г., «Климат и возобновляемая энергетика» 2010 г., 5 учебников по прикладной климатологии и более 200 статей.

Под руководством Н. В. Кобышевой и при ее непосредственном участии созданы СНИПы «Строительная климатология», представленные Межгосударственным советом по гидрометеорологии стран СНГ в Межгосударственный совет по строительству, создан и введен в действие ряд «Территориальных строительных норм» (ТСН).

В последние годы Н. В. Кобышева активно развивает работы по маркетингу, ею налажено сотрудничество со многими научными и научно-производственными организациями, что позволило изучить потребности различных отраслей экономики в специализированной климатической информации. В результате данных исследований Ниной Владимировной были сформулированы требования к климатической информации, используемой различными отраслями экономики, определен реестр задач, решение которых должно осуществляться с учетом климатической информации. Ею создана методика расчета климатических характеристик для сухопутного и железнодорожного транспорта, разработана новая структура специализированной климатической информации для энергосбережения в системах кондиционирования и вентиляции и др.

Нина Владимировна ведет активную международную деятельность, являясь членом рабочих групп Всемирной метеорологической организации (ВМО) и ряда других международных организаций (МЭК, МСС, ИСО). За написание технической записки ВМО «Руководство по климатическим расчетам в строительном проектировании» генеральным секретарем ВМО ей объявлена благодарность (выдан сертификат ВМО за лучшую научную работу).

Научные исследования Нины Владимировны отмечены многими наградами, благодарностями и дипломами Росгидромета за лучшие научно-исследовательские и опытно-конструкторские работы в 2000 и 2006 гг., дипломом «За большой вклад в развитие строительной физики РААСН, НИИСФ, МГСУ».

Н. В. Кобышева награждена Почетной грамотой межгосударственного совета по гидрометеорологии за большой вклад в укрепление содружества национальных гидрометеорологических служб в области прикладной климатологии и медалью «За безупречную службу» Союзного государства.

Плодотворная научная работа Н. В. Кобышевой успешно сочетается с педагогической деятельностью в Санкт-Петербургском государственном университете, где она является профессором кафедры климатологии и мониторинга окружающей среды факультета географии и геоэкологии. За период педагогической деятельности ею подготовлено более 40 кандидатов географических наук.

В Нине Владимировне гармонично сочетаются великолепные профессиональные качества, высокая культура, интеллигентность, женственность и личное обаяние.

Коллектив Главной геофизической обсерватории им. А. И. Воейкова сердечно поздравляет Нину Владимировну Кобышеву с юбилеем и желает ей здоровья, неиссякаемой энергии, оптимизма и дальнейших творческих успехов!

Юлия Александровна Довгалоук

К 80-летию со дня рождения

12 февраля 2015 года исполнилось 80 лет известному специалисту в области физики облаков и активных воздействий на метеорологические процессы, кандидату физико-математических наук Юлии Александровне Довгалоук.

Ю. А. Довгалоук поступила в Главную геофизическую обсерваторию им. А. И. Воейкова в 1958 году после окончания физического факультета Ленинградского государственного университета. В ГГО она прошла путь от инженера до заведующей лабораторией Физики облаков.

Юлия Александровна является высококвалифицированным специалистом в области физики конвективных облаков и осадков. В область ее научных интересов входят вопросы моделирования облачных процессов и активных воздействий на облака.

Под ее руководством и при ее непосредственном участии разработан ряд численных моделей конвективных облаков, с помощью которых решались фундаментальные и прикладные задачи физики облаков и процессов их развития. Совместно с сотрудниками лаборатории ею разработан специализированный прогноз развития конвективных облаков и связанных с ними опасных явлений на базе численной нестационарной полуторамерной модели конвективного облака. Модель внедрена в Северо-Западном УГМС. Она прошла испытания в аэропорту «Пулково» и рекомендована к использованию при прогнозировании развития конвективных облаков. Модель использовалась также для анализа экспериментов по активным воздействиям на облака с целью оценки их эффективности.

Ю. А. Довгалоук участвовала в постановке лабораторных экспериментов по исследованию закономерностей замерзания капель при воздействии различных факторов. В 2005 году по материалам исследований сотрудников отдела физики облаков и активных воздействий ГГО совместно с Т. А. Першиной ею был составлен и издан Атлас снежинок (снежных кристаллов).

Ю.А. Довгалюк является автором более 200 статей, а также обзоров по проблеме заряжения облачных капель в облаках, монографии «Физика атмосферных аэрозольных систем». В 2009 г. за публикацию монографии «Применение полуторамерной модели для решения фундаментальных и прикладных задач физики облаков» Юлия Александровна в составе коллектива авторов стала лауреатом премии им. Б. П. Мультановского.

Ю. А. Довгалюк ведет постоянную работу по подготовке молодых научных кадров. Более 40 лет она читает лекции в Санкт-Петербургском государственном университете, руководит курсовыми и дипломными работами. Под ее руководством подготовлены и защищены 4 кандидатские диссертации по физике конвективных облаков, построению их численных моделей с учетом действия различных факторов. Ею написаны два учебных пособия: «Физика водных и других атмосферных аэрозолей» и «Физические основы экологии».

В последние годы Ю. А. Довгалюк возглавляет работы по созданию и совершенствованию трехмерной нестационарной модели осадкообразующего конвективного облака, в выполнении которых принимают участие четыре ведущих научных учреждения Росгидромета.

Научные и организаторские способности Юлии Александровны, высокая требовательность к себе, доброжелательность и внимание к людям, высокая работоспособность, ответственность и скромность снискали глубокое уважение всех окружающих.

Коллеги и друзья сердечно поздравляют Юлию Александровну с юбилеем и желают ей крепкого здоровья на долгие годы и дальнейших творческих успехов!

*Памяти участника
Великой Отечественной войны,
Заслуженного метеоролога
Российской Федерации
Дмитрия Петровича Беспалова,
прослужившего в
гидрометслужбе 70 лет*

Беспалов Дмитрий Петрович

Беспалов Дмитрий Петрович (1921—2012) ветеран Великой Отечественной войны, заслуженный метеоролог Российской Федерации, кандидат физико-математических наук, известный метеоролог-методист, ученый хранитель музея метеорологии Главной геофизической обсерватории им. А.И.Воейкова.

Д. П. Беспалов работал в ГГО с 1949 г. по 2012 г., где более 30 лет возглавлял методический отдел ГГО, разработал ряд приборов и установок, которые были внедрены на сети метеорологических станций. Под руководством Д. П. Беспалова создавались новые методы метеорологических измерений, осуществлялась автоматизация измерений и перевод обработки данных на ЭВМ. Д. П. Беспалов принимал участие в научных экспедициях в разных регионах нашей страны, а также на дрейфующих станциях «Северный полюс-4» и «Северный полюс-5». Под его редакцией было издано около 20 тематических выпусков сборника «Труды ГГО».

В 1999 г. Д.П.Беспалов стал ученым хранителем музея ГГО. Благодаря его энергии и целеустремленности экспозиция музея была создана заново. В настоящее время в музее ГГО представлены все основные этапы гидрометеорологического приборостроения.

Дмитрий Петрович многие годы возглавлял совет ветеранов ГГО. Его профессиональная компетентность, доброжелательность и чуткость снискали всеобщую любовь и уважение.

Публикуемая в настоящем сборнике заметка стала последней работой Д.П. Беспалова.

ЭКСПЕДИЦИИ, НАПРАВЛЕННЫЕ НА ПОВЫШЕНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ СЕЛЬСКОХОЗЯЙСТВЕННОГО ПРОИЗВОДСТВА (1945—1955 гг.)

Исторически производство сельскохозяйственных и особенно зерновых культур в России зависело от метеорологических факторов, поскольку огромные территории производства находятся в районах с засушливым климатом. Поэтому еще в XIX в. академик В. В. Докучаев предложил научный подход к строительству полезацитных лесных полос. После революции в 30-е годы изучение вопроса было продолжено советскими учёными под руководством академика В. В. Вильямса. Начавшаяся Великая Отечественная война прервала эти работы. Сразу после войны работы по исследованию влияния орошения и лесоразведения на эффективность сельскохозяйственного производства были продолжены.

В Главной геофизической обсерватории были проведены исследования по выявлению закономерностей изменения теплового баланса деятельной поверхности. К весне 1945 г. в отделе физики пограничного слоя атмосферы ГГО были получены результаты расчётов турбулентных характеристик тепло- и массообмена между подстилающей поверхностью и атмосферой. В основу этих расчётов были положены данные о распределении скорости ветра на высотах 0,5—10—12 метров, полученные по наблюдениям на 5—7 уровнях с использованием достаточно простых анемометров.

Для практического использования расчетных результатов необходимо было убедиться в их реальности. Для этого в августе 1945 г. была организована сравнительно небольшая экспедиция в полупустынный район Южного Казахстана (вблизи железнодорожной станции Арысь). Район экспедиции был выбран специально: в условиях длительной сухой погоды при нулевом испарении затраты тепла на испарение принимались равными нулю. Это существенно упрощало проведение экспериментов и проверку результатов расчетов. Отсутствие затрат тепла на испарение было подтверждено

результатами измерений влажности почвы, которая до глубины 40 см оставалась постоянной и практически была равна нулю.

Поскольку экспедиция носила предварительный характер, основной её задачей была проверка реальности получения расчётов тепло- и массопереноса, то и состав её участников был существенно ограничен. В состав экспедиции были включены 12—15 высококвалифицированных сотрудников. Руководство обработкой материалов осуществляли заведующий отделом Д. Л. Лайхтман и специалист по теплобалансовым наблюдениям С. А. Сапожникова, а комплекс актинометрических измерений выполняли И. А. Покровская и Т. В. Кириллова. В состав экспедиции входили М. П. Тимофеев, Л. Т. Матвеев, Т. В. Огнева и другие специалисты обсерватории. За работу приборов отвечали Н. В. Кучеров и М. С. Стернзат. Обработка материалов осуществлялась сразу же после получения результатов измерений. Анализ полученных в экспедиции наблюдений за 10 суток показал достаточную точность и надёжность расчетных данных, что позволило оперативно подготовить и провести второй комплекс исследований по оценке эффективности действия лесных полезащитных полос различных конструкций.

Эти работы проводились в засушливых степных районах ЕТС. Одним объектом исследования был комплекс лесных полос Воронежской области, выращенных ещё В. В. Докучаевым. Вторым — комплекс полос в Поволжье, выращенный академиком С. П. Костычевым. Размеры полей в Поволжье были около 1 на 1 км, а полосы были более продуваемыми. Экспедиционные работы проводились под руководством профессоров И. А. Гольцберг и О. А. Дроздова.

Экспедиции, работавшие в засушливых степных районах ЕТС, дали ответы на вопросы формирования микроклимата на полях, защищённых лесополосами различной конструкции. При этом в лесных полосах и на межполосных полях изучались температура и влажность воздуха и почвы, вертикальная структура ветра, влияние полос на турбулентный обмен, радиационный обмен под пологом лесных полос.

По результатам экспедиционных исследований было установлено, что оптимальная конструкция лесных полезащитных полос представляет собой нечто среднее между системой полос Докучаева и системой Костычева. Размер полей должен составлять 0,75 на 0,75 км, при ширине полос 12—15 м, Продуваемость полос должна быть высокой. Магистральные полосы (как намечалось вдоль рек Волга и Кубань) должны быть более 20 м.

Обследование эффективности действия лесных полос в 1963 г., предпринятое по указанию правительства, показало, что даже сравнительно нечастые полосы достаточно противодействуют эрозиям почвы. Такой вывод был получен по результатам изучения последствий пыльных бурь, имевших место в 1962—1963 гг. (в зимний период) на территории Ростовской области, Краснодарского края, Адыгеи, Калмыкии (Элиста). Исследования проводились группой сотрудников ГГО с самолёта АН-2 на высоте 50—75 м, с несколькими посадками на обследуемой территории.

Подробный отчёт, составленный по результатам этих экспедиций, был обсуждён на заседании Ленинградского отделения Академии Наук и представлен правительству СССР. По результатам обследований были приняты решения об усилении работ по развитию системы лесных полос на ЕТС, однако полей на территории Казахской ССР это практически не коснулось.

Дальнейшие работы отдела физики пограничного слоя ГГО были направлены на определение норм орошения для районов Южного Казахстана (экспедиция в совхоз Пахта-Арал) и на усовершенствование расчётов тепло- влагопереноса между подстилающей поверхностью и атмосферой (комплексная экспедиция в совхоз Махталы). Эта экспедиция проводилась совместно учёными ГГО (среди которых был Д. П. Беспалов) и ЛГМИ, а также студентами ЛГМИ и САГУ (Средне-Азиатский государственный университет). В экспедиции в пограничном слое атмосферы были организованы все основные виды измерений, включая аэростатное зондирование, градиентные измерения на мачтах до высот 25 м, а также самолётные (АН-2) и вертолётные (МИ-2) измерения до высот 3—5 км.

Обработка полученных данных проводилась в ГГО под руководством Л. Р. Орленко и З. М. Утиной.

Сбор информации осуществлялся с помощью приборов, многие из которых разрабатывались применительно к задачам экспедиций.

Среди приборов, выполненных в ГГО можно выделить следующие:

— испаритель с постоянным увлажнением, предназначенный для работы в условиях сухой степи и на орошаемых землях (описан в Трудах ГГО, вып. 40 (102));

— прибор порывистости П. А. Воронцова (1952 г.), одновременно записывающий среднюю скорость, горизонтальную и вертикальную составляющие скорости ветра, предназначенный для подъёма на аэростате;

— прибор для определения теплопроводности почвы (Д. Л. Лайхтман, М. С. Стернзат, Е. Н. Шадрина, 1952 г.), основанный на определении скорости охлаждения длинной тонкой нити, помещённой в почву и предварительно нагретой;

— установка для измерения градиентов температуры с помощью дистанционных психрометров, установленных на высотах 0,25, 0,5, 1,0, 1,5 и 3,0 м над земной поверхностью, предназначенная для измерения на орошаемых полях (Труды ГГО вып. 27 (89) и Труды ГГО вып. 37 (99));

— прибор Н. В. Кучерова для измерения турбулентного потока тепла, построенный на основе дифференциального балансомера Д. Л. Лайхмана (Труды ГГО вып. 37 (99) 1952 г.).

Полученные материалы исследований позволили установить характеристики теплового баланса, которые послужили основой расчётов гидрометеорологической эффективности мелиорации засушливых полупустынных местностей. При этом усиленно изучались термические характеристики воздуха и почвы, их влажность, изменения составляющих радиационного баланса, изменения турбулентного обмена.

Удалось выяснить, что гидрометеорологический режим приземного слоя воздуха при применении орошения изменяется значительно больше, чем при применении лесозащитного

лесоразведения без орошения, вследствие изменения радиационных составляющих теплового баланса за счёт снижения температуры деятельной поверхности, а, следовательно, уменьшения излучения, и изменения отражательных свойств поверхности при орошении. Результатами проведённых экспедиций явились не только проверка и уточнение разработанной в ГГО теории изменений температуры, влажности и составляющих теплового баланса под влиянием орошения, но и разработка методики учёта метеорологических условий при нормировании орошения.

В завершение этого цикла работ проводились исследования теплообмена во льдах Центральной Арктики на станциях Северный полюс-5 (зимний период) и на станции Северный полюс-4 (летний период). Руководство этими экспедициями осуществлялось Д. Л. Лайхтманом и Ю. П. Дорониным (ААНИИ).

Всего за 1946—1952 гг. было выполнено свыше 10 экспедиций по исследованию повышения эффективности сельскохозяйственного производства. Результаты экспедиций опубликованы в Трудах Главной геофизической обсерватории имени А. И. Воейкова выпуск 39(101) и 44(106), изданных в 1953 и 1954 гг. соответственно.

Д. П. Беспалов,

Е. И. Плешкова

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

Сергей Иванович Савинов
(1865—1942)
К 150-летию со дня рождения



29 июня 2015 г. исполнилось 150 лет со дня рождения крупного метеоролога, основоположника отечественной актинометрии, заслуженного деятеля науки и техники РСФСР Сергея Ивановича Савинова.

Сергей Иванович Савинов родился в Москве 29 (17) июня 1865 г. Рано оставшись без отца, он благодаря своей настойчивости и целеустремленности сумел получить сначала гимназическое, а затем университетское образование.

В 1889 г. Сергей Иванович успешно закончил математическое отделение Московского университета и начал работать в физической лаборатории, совмещая работу с учебой на естественном отделении физико-математического факультета. Весной 1891 г. С. И. Савинов был принят на работу в Главную физическую обсерваторию (ГФО, впоследствии ГГО), в стенах которой прошла вся его последующая трудовая жизнь.

В начале своей исследовательской деятельности С. И. Савинов занимался синоптической метеорологией, а именно изучением штормов Каспийского моря. Спустя несколько лет он охотно принял предложение о переходе на должность инспектора метеорологических станций. Савинов, единственный в то время инспектор метеорологических станций, совершил много поездок по европейской части России и Средней Азии. Это поездки обогатили и расширили кругозор молодого ученого.

Деятельность С. И. Савинова на всех этапах его работы в ГФО—ГГО была многогранной. М. А. Рыкачев, высоко ценивший исследовательские способности Савинова, предложил ему занять должность старшего наблюдателя в Павловской обсерватории — фактического руководителя ее метеорологического отдела. На этом посту С. И. Савинов принимал самое живое участие в организации и проведении вновь появляющихся видов наблюдений. В 1897 г. С. И. Савинов стал одним из организаторов и активным участником змейковых подъемов, которые осуществлялись на площадке Военно-воздухоплавательного парка. В план работы ГФО такие наблюдения еще не входили, поэтому их можно было проводить лишь в свободное время и по праздникам.

Занимаясь изучением снежного покрова, С. И. Савинов разработал прибор для послойного определения плотности снежного покрова, названный «призмой Савинова». Анализируя накопленные в Павловской обсерватории материалы наблюдений за испарением в тени, именно С. И. Савинов предложил ввести термин «испаряемость», а также уточнил порядок выполнения этого вида наблюдений. Он также разрабатывал методы наблюдений за

гидрометеорами (инеем и росой) и создал новый самописец — росомер.

Обнаружив искажения в результатах измерения температуры почвы на малых глубинах, С. И. Савинов сконструировал «коленчатые» термометры. Испытания этих термометров были проведены им в 1901 по 1904 гг., а в 1906 г. после детального анализа полученных результатов новые термометры были рекомендованы для регулярных наблюдений. Эти термометры широко известны всем метеорологам как «савиновские» и до настоящего времени используются на метеорологических станциях.

С большим вниманием С. И. Савинов относился к наблюдениям за грозowymi разрядами с помощью грозоотметчика А. С. Попова, установленного в Павловской обсерватории в 1898 г.

В Павловской обсерватории С. И. Савинов активно развивал исследования солнечной радиации. В течение 1903—1911 гг. в Павловске были организованы сравнительные наблюдения по актинометрам и пиргелиометрам, по результатам которых был сделан вывод о том, что компенсационный пригелиометр Ангстрема наиболее пригоден для использования в качестве эталона. В Павловске же были проведены сравнения актинометров, используемых в России с пиргелиометром Смитсоновского университета. Биметаллический актинометр Михельсона по желанию его автора также проходил испытания в Павловске.

С. И. Савинов сконструировал новый термоэлектрический приемник, названный им «звездочкой», который прототипом приемной термобатарей для многих отечественных актинометров. Усовершенствованные Савиновым актинографы («актинографы Крова–Савинова») дали возможность с 1912 г. организовать регулярные наблюдения сначала в Павловской и Нижнеольчадаевской обсерваториях, а затем и на других станциях. Для изучения составляющих радиационного баланса Сергей Иванович сконструировал пиранометр, названный им «шахматным» (по расположению термоспаев), а затем — «полосатый» пиранометр. На основе «полосатого» пиранометра он создал пиргеометр — прибор для измерения длинноволнового излучения.

Изготовление актинографов, пиранометров, а также стрелочных гальванометров было организовано С. И. Савиновым в мастерских ГФО.

Сергей Иванович обладал исключительной работоспособностью, чисто «физическим» мышлением и в совершенстве владел математическим анализом.

Целый ряд его работ был посвящен анализу результатов актинометрических наблюдений. В статье «Обзор работ по актинометрии за последнее десятилетие», опубликованной в «Метеорологическом вестнике» за 1909 г. он дал критический анализ различных способов актинометрических наблюдений. В 1926 г. статье «Солнечная, земная и атмосферная радиация» (журнал «Климат и погода») он представил обзор работ по актинометрии.

С. И. Савинов предложил несколько эмпирических формул для расчета сумм радиации на основе данных о продолжительности солнечного сияния и облачности, а также выполнил расчеты потоков тепла для всех приемных элементов предложенных им актинометрических приборов, определил оптимальные размеры термоэлементов, оценил температурные коэффициенты отдельных актинометров (в частности актинометра Михельсона).

С молодых лет С. И. Савинов был постоянным и деятельным сотрудником журнала «Ежемесячный бюллетень», в котором опубликованы многие статьи и рефераты. С 1891 г. С. И. Савинов состоял членом редакционного совета журнала «Метеорологический вестник», а после смерти А. И. Воейкова стал его председателем.

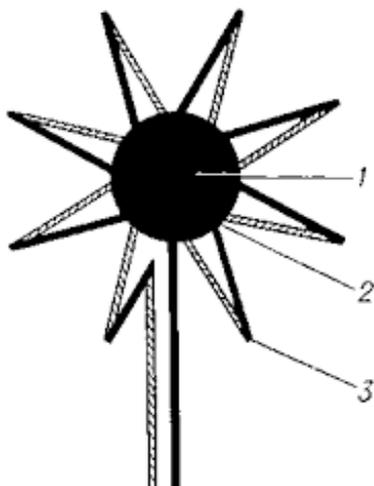
С. И. Савинов активно участвовал в работе Метеорологической комиссии Русского географического общества сначала в качестве члена, а с 1916 г. — в качестве председателя.

С. И. Савинов до конца своих дней возглавлял метеорологический отдел ГГО, который тогда назывался «Институт метеорологии», руководил разработкой методов наблюдений, анализа и обобщения данных наблюдений. На него также было возложено общее руководство всеми работами по оборудованию «Стратостата СССР», а после его полета 30 сентября 1933 г. и обработка проведенных в полете метеорологических наблюдений.

Имя С. И. Савинова было широко известно в научном мире. Признанием его заслуг явилось присвоение ему в 1934 г. почетного звания заслуженного деятеля науки РСФСР. Незадолго до начала Великой отечественной войны в ГГО торжественно отмечалось 50-летие научной деятельности профессора С. И. Савинова.

С. И. Савинов умер в 1942 г. в осажденном Ленинграде.

Приборы, разработанные С. И. Савиновым



Термоэлектрический приемник Савинова («звездочка»)
1-приемный диск, 2- внутренние (активные) спаи термобатарей,
3- внешние (пассивные) спаи термобатарей.



Коленчатый термометр Савинова



Пиргеометр Савинова



Пиргеометр Савинова-Янишевского

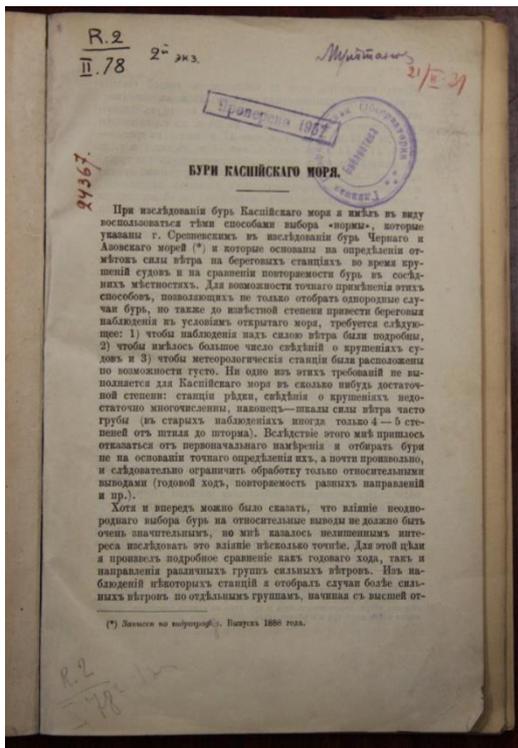


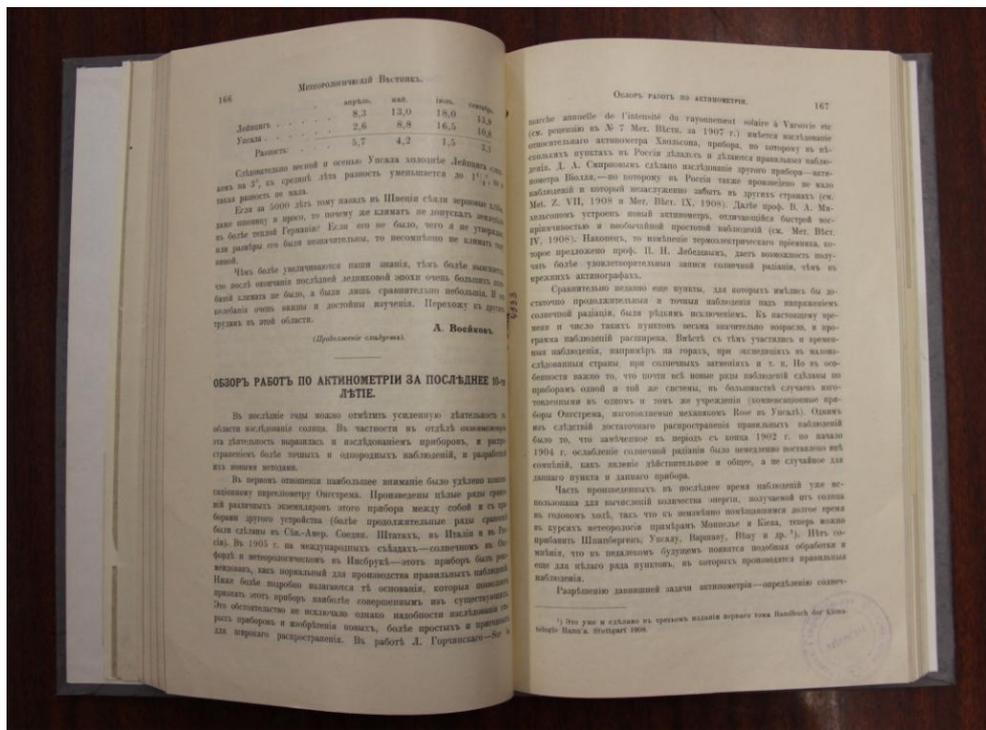
Термоэлектрический пиранометр Савинова. Опытный образец.



Подснежный пиранометр Савинова. Экспериментальный экземпляр

Работы С. И. Савинова





Обзор работ по актинометрии за последние десять лет, опубликованный С. И. Савиновым в 1901 г. журнале «Метеорологический вестник»:
 № 5, с. 166—174; № 6, с. 193—202; № 7, с. 228—276; № 8—9, с. 333—336; № 12, с. 392—417.

84
с 86



Результаты метеорологическихъ наблюдений, произведенныхъ при полетѣ воздушнаго шара „Генералъ Ванновскій“ 6 (18) февраля 1897 г.

Проверено 1957

С. Савинова.

(Доложено въ засѣданіи физико-математическаго отдѣленія 26-го февраля 1897 г.)

1897

Сложныя, запутанныя явленія, совершающіяся въ нижнихъ слояхъ, составляютъ только наиболѣе доступную для насъ небольшую часть той системы явленій, которая въ цѣломъ видѣ охватываетъ атмосферу до болѣе или менѣе значительной высоты. Поэтому для дальнѣйшаго развитія метеорологическаго изслѣдованія не въ однихъ только нижнихъ слояхъ, но и въ толщѣ атмосферы. За послѣднее время на изслѣдованія этого рода обращено особое вниманіе; чаще, чѣмъ прежде, совершаются полеты воздушныхъ шаровъ, представляющіе одно изъ лучшихъ средствъ для наблюденія въ верхнихъ слояхъ атмосферы.



Текущей зимою, какъ извѣстно, были произведены два международныхъ одновременныхъ полета изъ разныхъ городовъ Европы. Полеты изъ С.-Петербурга совершались силами и средствами С.-Петербургскаго Военнаго Воздухоплавательнаго парка, результаты наблюдений и записи самопишущихъ приборовъ любезно предоставлены Паркомъ въ распоряженіе Главной Физической Обсерваторіи. Съ разрѣшенія Директора Обсерваторіи, М. А. Рыкачева, я принялъ на себя обработку этихъ данныхъ и излагаю здѣсь результаты полета 6 (18) февраля, совершеннаго поручиками г.г. Натомъ и Утѣшевымъ на воздушномъ шарѣ «Генералъ Ванновскій» (1000 куб. мет. вместимости), наполненномъ свѣтлымъ газомъ.

Полетъ начался въ началѣ одиннадцатаго часа утра со двора газоваго завода на Обводномъ каналѣ. Дулъ слабый WNW; температура держалась около 5—6° ниже нуля; небо было закрыто сѣрымъ слоемъ облаковъ вида Stratus. Наканунѣ дули вѣтры отъ S и SE, но по синоптическимъ картамъ

Физ.-Мат. ср. 371.

50

Известия Императорской Академии наук, 1897, май, т. VI, № 5.

84
с 110

22286



Январь 1897



Нѣкоторые результаты IX международного полета шаровъ отъ 12 мая (29 апр.) 1900 г.

Десятый международный подъемъ воздушныхъ шаровъ былъ назначенъ на 12 мая (29 апрѣля) 1900 г. Около этихъ чиселъ мая мѣсяца, какъ извѣстно, весьма часто наблюдается въ Западной Европѣ такъ называемый «возвратъ холодовъ». Описанія и изсѣдованія этого явленія почти ежегодно служатъ темой большаго и малыхъ статей и замѣтокъ. Казалось великимъ интереса произвести наблюденія въ высочайшихъ слояхъ атмосферы въ этотъ замѣчательный періодъ весны.

Утромъ 12 мая, дѣйствительно, во всей Европѣ, за исключеніемъ крайняго востока, температура была ниже нормальной: на 2°—3° на западѣ, на 4°—8° въ средней Европѣ, на 3°—6° по Балтійскому морю, до 10°— въ средней и южной Россіи. Эти холода, какъ и всегда майскіе холода въ Европѣ, явились слѣдствіемъ холодныхъ сѣверныхъ и болѣе высокаго давленія на западѣ и сѣверѣ Европы.

Изъ С.-Петербурга, благодаря средствамъ, отпущеннымъ и на этотъ разъ военно-инженернымъ вѣдомствомъ, оказалось возможнымъ пустить два шара: одинъ — только съ приборами (sonde), другой — съ наблюдателемъ.

Первый изъ нихъ — шаръ «Зоркій», принадлежавшій С.-Петербуржскому Учебному Воздухоплавательному Парку и уже совершавшій одинъ разъ (5 сентября 1899 г.) удачное воздушное путешествіе въ качествѣ шара sonde'a, былъ выпущенъ со двора газового завода на Обводномъ каналѣ въ 6 час. 43 мин. утра. Температура внизу была 0°; дуть не сильный сѣверный вѣтеръ. Шаръ долгое время былъ виденъ; онъ уносился сначала на югъ, потомъ на значительной высотѣ около (3000 метровъ), перемѣнилъ направленіе почти на обратное. Когда шаръ былъ на высотѣ около 5000 метровъ, гдѣ господствовала очень низкая температура (около 40° ниже нуля) можно было видѣть струящуюся вѣдъ за шаромъ легкую облачную аэту. Какъ можно думать, это искусственное облако явилось слѣдствіемъ замерзанія шаровъ, выходящихъ или вмѣстѣ съ газомъ изъ шара или изъ воды, находившейся въ особомъ мѣшкѣ съ краномъ и служившей балластомъ, уменьшающимъ быстроту подъема шара.

Черезъ нѣсколько дней было получено извѣстіе, что шаръ падѣлъ въ деревнѣ Путкель, Матанской волости, близъ границы съ Финляндіей (верстахъ въ 50 къ сѣверу отъ Петербурга). Шаръ, корзина и заключенный въ ней приборъ (баротермографъ Гитшара) въ полной исправности были привезены въ Петербургъ командированнымъ за нимъ наблюдателемъ Константиновской Обсерваторіи въ Павловскѣ В. В. Кузнецовымъ.

На основаніи записей прибора (на законченной бумагѣ) составлена слѣдующая таблица.

Записи баротермографа, пуценнаго съ шаромъ-зондомъ «Зоркимъ» 12 мая (29 апр.) 1900 г.

Время ч. мин.	Давленіе мм.в.в.	Высота метр.	Температура ° С.
6 43 у.	754	на землѣ	0°0
45 "	681	800	— 7,2
47 "	624	1480	— 13,1
49 "	567	2210	— 16,9
51 "	526	2770	— 21,4
53 "	490	3290	— 26,1
55 "	452	3870	— 30,1
57 "	414	4490	— 34,2
59 "	394	4830	— 38,4
7 1 "	374	5190	— 42,9
3 "	353	5580	— 44,2
5 "	338	5870	(— 46,9)

Отдельный оттиск.

Отпечатано по распоряженію НГФО, январь 1901 г.

С. Савиновъ

Принято 1937

2.4
С. 79

Краткий курс метеорологии
Офицерского класса Учебного
Воздухоплавательного
Парка

1897г.

22865

Введение. За последние 10-15 летъ съ особымъ ин-
тересомъ и вниманиемъ относятся къ метеорологическимъ
наблюдениямъ въ свободной атмосферѣ, производимымъ
съ воздушныхъ шаровъ. Но самыми удачными полетами на
шарахъ подобныя наблюдения являются только отдель-
ными отрывками состоянія метеорологическаго элемен-
та, но эта отрывочность не мешаетъ имъ большой
цѣны. Въ самомъ дѣлѣ, по мѣрѣ удаления отъ земной
поверхности влияние разнообразія въ ее составѣ и устро-
йствѣ ослабляется, явленія упрощаются и становятся
более постоянными. Поэтому находимъ отдаленная ат-
мосфера состоянія напримеръ температуры на вы-
сотѣ можетъ имѣть такую же цѣнность какъ наблюде-
нія вблизи за некоторое время въ несколькихъ милю-
тахъ. Но то, что для изучения метеорологическаго эле-
мента въ слояхъ атмосферы, удаленныхъ отъ непосред-
ственной близости и влияния неровной и неоднородной
земной поверхности, не приходится такія же долго-
временныя и такія обширныя наблюдения, какъ
вблизи, у самой поверхности земли. Съ другой стороны,
самое потишное явленіе въ этомъ нижнемъ слое ат-
мосферы, въ которомъ мы живемъ и метеорологическія
условія котораго для насъ наиболее интересны, не
можетъ быть поминута безъ изучения явленій въ санду-
ющей высшихъ слояхъ. Воздушныя массы энергично сози-
даютъ метеорологическія процессы охватывающія атмосферу
до некоторой высоты; то, что мы наблюдаемъ вблизи
у самой поверхности земли представляется намъ себѣ
только одну часть явленій, и притомъ часть само-
стоятельную и замкнутую, изъ которой лишь съ
большими трудностями удается отщепить прилики отъ
свойствъ и постепенно увеличивается потишность своихъ явленій
наверхъ. Другая, тѣсно связанная съ первой
часть явленій, совершается въ слояхъ, удаленныхъ отъ
земли, и отъ изучения этой части простой и постоянной

Курс метеорологии,
подготовленный С. И. Савиновым для Офицерского класса Учебного
воздухоплавательного парка в 1897 г.

О ТАЯНИИ СНѢГА.

Таяніе снѣжнаго покрова происходитъ благодаря полученію тепла изъ трехъ источниковъ: изъ дождевой воды, изъ воздуха и отъ солнца. По вопросу о значеніи каждой изъ перечисленныхъ причинъ имѣется мало работъ, чѣмъ, вѣроятно, и объясняется распространенная неправильная оцѣнка двухъ изъ нихъ: дождя, которому приписывается излишекъ большое, и солнца, которому придается слишкомъ малое значеніе. Часто говорятъ, что снѣжный покровъ былъ уничтоженъ дождемъ, и обыкновенно принимаютъ, что солнечные лучи отражаются и разсѣиваются чистымъ снѣгомъ, не отдавая послѣднему тепла.

Что касается дождя, то простыя соображенія заставляютъ сказать, что участіе его въ уничтоженіи весной нашего снѣжнаго покрова очень незначительно. Каждый миллиметръ дождя на каждый 1° превышенія его температуры надъ 0° можетъ отдать, охлаждаясь до 0° , лишь 0,1 калорій на 1 кв. сант. площади. Такъ какъ для образованія 1 куб. сант. воды изъ льда или снѣга требуется 80 калорій (принимаемъ круглое число для простоты вычисленій), то 0,1 калорій дастъ слой талой воды лишь $\frac{0,1}{80} = \frac{1}{800} = 0,00125$ сантим. При обычной весенней плотности снѣга 0,25 (удѣльный объемъ 4) это составитъ слой снѣга толщиной всего $4 \times 0,00125 = 0,005$ сант. Вообще, если означимъ температуру дождевой воды черезъ t° , количество дождя въ миллиметрахъ черезъ h и плотность снѣга черезъ d (удѣльный объемъ $\frac{1}{d}$), то запасъ тепла въ этомъ дождѣ (при охлажденіи до 0°) будетъ 0,1 ht; высота слоя талой воды, полученной благодаря этому запасу тепла, будетъ $\frac{0,1 ht}{80}$ см.; наконецъ, высота слоя растопленного снѣга будетъ $\frac{0,1 ht}{80 d}$ см.

Примемъ высоту снѣжнаго покрова равной 40 сантим., плотность его 0,25 и температуру дождевой воды 5° . При этихъ условіяхъ для растопленія снѣга однимъ только дождемъ послѣдняго потребовалось бы 1600 милл., т. е. количество, которое въ большей части Россіи не выпадаетъ въ 2, а иногда и въ 3 года. Ливень въ 40 мм. съ температурой въ 20° растопитъ бы всего $\frac{0,1 \times 40 \times 20}{80 \times 0,25} = 4$ сант. снѣга плот-

Метеоролог. Вѣстн. № 4.

От редакции

В преддверии юбилея С. И. Савинова вниманию читателей предлагается его статья «Магнитно-метеорологическая обсерватория Слуцке (б. Павловске)», опубликованная в журнале «Климат и погода», 1934, № 2 (29), с. 44-55.

При публикации сохранена авторская орфография и пунктуация.

В заключении публикации приведены фотографии из архива ГГО, иллюстрирующие деятельность Павловской обсерватории.

МАГНИТНО-МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ В СЛУЦКЕ (Б. ПАВЛОВСКЕ)

С. И. Савинов

Нет надобности подробно доказывать, что для надлежащего полного использования производительных сил природы требуется возможно точный количественный учет этих сил. Только имея подобный учет можно строить хозяйство страны так, чтобы при наименьшей затрате сил и средств получать наибольшие полезные результаты.

Чтобы систематически вести работы по изучению производительных сил, требуется сложный планомерно организованный аппарат, составленный из ряда исследовательских учреждений, как число научных, так и научно-практических.

Физические явления в земле, воде и воздухе подлежат ведению геофизики. Изучение явлений в воздушной оболочке земли было бы уместно назвать атмосферологией (как это и было однажды предложено). Общепринятым остается название: метеорология, понимаемое в обширном смысле, т. е. с включением сюда всех отраслей: климата, погоды, явлений в толще атмосферы (аэрологии), прихода-расхода лучистой энергии, воздушно-электрических явлений и пр.

Магнитно-Метеорологическая Обсерватория в Слуцке (б. Павловске), основанная в 1877 году, является геофизическим научно-исследовательским учреждением, работающим преимущественно в области метеорологии. Обсерватории состоит из 4-х отделений: магнитного, метеорологического (в более узком смысле слова), воздушно-электрического и оптико-актинометрического.

Работа обсерватории идет по следующим направлениям:

- 1) Ведение подробных непрерывных геофизических наблюдений на месте.
- 2) Предварительная подготовка и издание материалов.
- 3) Научная и научно-практическая разработка материала.
- 4) Исследование методов наблюдений.

5) Сверка доставляемых в Обсерваторию специальных приборов с нормальными.

6) Обучение практикующихся в Обсерватории сторонних лиц.

7) Участие в экспедициях и в организации в других местах специальных родов наблюдений.

Сообразно с изложенной программой, ММОбсерватория имеет значение в трех отношениях:

I. Климатологическом (в наиболее обширном смысле этого слова).

II. Методологическом.

III. Значение как центра, в котором находится стандартные установки, где происходит подготовка работников и откуда может исходить организационное руководство.

I.

Как известно, умеренные широты представляют такую область земного шара, в которой метеорологические явления отличаются большой изменчивостью из года в год. Если для места, расположенного в этой области, на основании измерений за продолжительный ряд лет составить график векового хода значений какого-либо из метеорологических элементов, то получатся без определенного порядка идущие зигзаги, не обнаруживающие ни явных признаков какого-либо простого периода, ни постоянного изменения в какую-либо сторону. В соседние годы могут наблюдаться противоположные крайности; наоборот, могут быть целые периоды в несколько лет подряд с более или менее постоянным значением элемента, большим или малым. Единственная правильность, которая здесь явно выступает, заключается в том, что некоторые значения элемента встречаются чаще других. Как известно, составляя среднее значение для ряда переменных величин, удобно изображать этот ряд величинами отклонений от среднего. Упомянутая законность состоит в том, что малые отклонения от среднего значения встречаются чаще, и повторяемость или частота отклонений убывает по некоторому закону вместе с увеличением размера отклонения.

В целях приспособления к изменчивой в вышеуказанном смысле метеорологической (климатической) обстановке требуется знать, на что следует рассчитывать в каждом месте, каковы возможные крайности, какова повторяемость полезных или вредных значений метеорологического элемента и т.п.

Всякая метеорологическая станция, действовавшая в течение продолжительного ряда лет, доставляет материал для ответа на эти вопросы. Магнитно-Метеорологическая Обсерватория в Слуцке отличается от обыкновенной метеорологической станции тем, что 1) программа Обсерватории значительно более обширна, так как стремится включить все метеорологические явления; 2) методы измерений выбраны более точные; 3) строго соблюдается необходимая однородность наблюдений за продолжительный ряд лет; 4) местоположение Обсерватории выбрано так, чтобы были избегнуты микроклиматические местные влияния (как это всегда бывает, если, например, станции помещаются среди большого города).

Из климатического материала, накопленного Обсерваторией за 50 лет, приводятся далее некоторые результаты, дающие ответ на вышепоставленные вопросы. Следует заметить, что климатические выводы, сделанные на основании многолетних наблюдений одного пункта, имеют вместе с тем значение для обширного окружающего района. Этот район тем обширнее, чем более однородным является рассматриваемый участок земного шара и чем лучше выбрано местоположение пункта наблюдений (в отношении отсутствия узко-местных влияний).

В приводимых ниже примерах для двух важнейших метеорологических элементов, температуры и осадков, даны: 1) многолетние средние значения по месяцам; 2) величины σ — характеризующие изменчивость ¹⁾; 3) повторяемость в % числа

¹⁾ Как известно, для ряда переменных величин вычисляется среднее значение и берутся разности отдельных значений со средним (отклонения от среднего); из этих отклонений, имеющих и положительные и отрицательные знаки, составляется среднее, не обращая внимания на знак; эта величина — среднее отклонение, или средняя аномалия Δ — будет характерной для изменчивости рассматриваемого ряда. Теоретически более правильной

случаев, когда отклонение не достигает размера σ ; 4) случаев отклонения размера между σ и 2σ ; 5) случаев отклонения более 2σ ; 6) крайние наибольшие и 7) наименьшие значения за многолетний период; 8) разности наибольших и наименьших значений (амплитуды).

Из рассмотрения приведенных данных можно сделать следующие выводы.

Характеризующие изменчивость величины σ имеют для температуры определенно выраженный годовой ход: изменчивость меньше летом и в начале осени (от $1^{\circ}.24$ до $1^{\circ}.62$) и значительно больше в зимние месяцы (от $2^{\circ}.89$ до $3^{\circ}.52$). Такой же годовой ход, в еще более резкой форме, показывают и амплитуды (см. строку 8).

Если для какой-либо практической цели требуется иметь характеристику температуры, например, сентября, то на основании приведенных в таблице данных можно сказать, что в 70 % всех случаев (см. строку 3) сентябрь будет иметь среднюю температуру, отличающуюся от многолетней средней не более чем на $1^{\circ}.24$ в ту или другую сторону; отклонения вдвое больше встречаются лишь в 6 % всех случаев (см. строку 5). Чрезвычайно редко, один раз в сотню лет, можно получить для сентября среднюю температуру, близкую к $12^{\circ}.4$ или $6^{\circ}.5$ (строки 6 и 7).

Данные для осадков показывают, что величина σ имеет обратный по сравнению с температурой годовой ход. Но если величины σ выразить в % от соответствующей месячной суммы, то получим числа от 40 до 50 %, не обнаруживающие определенного годового хода.

характеристикой изменчивости будет, однако, не эта величина, а более сложно вычисляемое «среднее квадратическое отклонение» σ , которое получается, как корень квадратный из суммы квадратов простых отклонений, деленной на число членов ряда. Для приближенных вычислений можно, не вычисляя σ самостоятельно, принять $\sigma = 1.25\Delta$.

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Год
	ТЕМПЕРАТУРА (из данных за 50 лет 1878-1927)												
1. Средн.	-8°.4	-8°.1	-4°.6	2°.8	9°.7	14°.6	17°.2	14°.6	9°.7	3°.8	-1°.4	-6.1	3°.6
2. σ	3.28	3.52	2.82	2.10	21.2	16.2	1.52	14.1	12.4	2.13	2.50	2.89	
3. Отклон. < σ %	68	64	68	68	72	70	70	56	70	64	60	72	
4. « между σ и 2σ %	26	30	28	26	24	26	22	40	24	32	38	24	
5. « > 2σ %	6	6	4	6	4	4	8	4	6	4	2	4	
6. Наибольш. ср.	-0°.6	-1°.6	0°.8	8°.5	15°.7	18°.8	20°.5	17°.7	12°.4	8°.3	3°.4	-1°.2	
7. Наименьш. ср.	-16°.4	-16°.9	-12°.0	-1°.9	6°.0	11°.6	14°.0	12°.5	6°.5	-1°.6	-6°.4	-14°.5	
8. Амплитуда	15°.8	15°.3	12°.8	10°.4	9°.7	7°.2	6°.5	5°.2	5°.9	9°.9	9°.8	13°.3	
ОСАДКИ (из данных за 40 лет 1888-1927)													
1. Средн. сумма в мм	33.5	31.8	29.2	39.1	47.6	64.2	63.3	83.0	65.2	52.9	43.0	37.7	591.1
2. σ	15.0	13.8	15.5	18.5	23.8	30.0	29.2	34.4	34.2	34.2	17.5	16.8	
3. Отклон. < σ %	68	70	72	65	68	68	75	67	72	72	67	70	
4. « между σ и 2σ %	30	25	28	32	27	30	22	28	20	20	28	27	
5. « > 2σ %	2	5	0	3	5	2	3	5	8	8	5	3	
6. Наибольш. сумма в мм	80	86	58	80	133	128	177	164	163	111	122	82	
7. Наименьш. сумма	8	10	0	12	10	7	12	23	16	17	15	9	
8. Амплитуда	72	76	58	68	123	121	165	141	147	94	107	73	

Отсюда и на основании чисел строки 3) можно сказать, что примерно в $\frac{2}{3}$ всех случаев (65—72 %) каждый месяц может иметь количество осадков, отклоняющееся от многолетнего среднего до 40-50 %. Большую вероятность ($\frac{2}{3}$) таких, довольно значительных, отклонений, следует иметь в виду при составлении расчетов, касающихся осадков.

Строки 6 и 7 показывают, что в редких случаях возможно превышение осадков в 2— $2\frac{1}{2}$ раза против многолетнего среднего и что в каждый месяц может быть почти полная засуха.

Такие данные, составленные для всех метеорологических элементов, необходимы для точных расчетов всех тех сложных сооружений, которые возводятся человеком; необходимы в вопросах сельскохозяйственных, гигиенических и др.

Вышеприведенные примеры относятся к средним месячным значениям. Точно таким же образом можно рассмотреть и какие угодно другие, потребные для практики величины, например, наибольшие или наименьшие средние суточные температуры в том или другом месяце; продолжительность периодов со средней суточной температурой не выше или не ниже данной величины; наибольшие количества осадков, выпадающих за короткое время; запас воды в виде снега, скопившегося к периоду весеннего таяния и т.д.

Такие же данные можно получить и для всех других метеорологических элементов на основе накопленных ММОбсерваторией многолетних наблюдений.

Как было упомянуто выше, в программу наблюдений Обсерватории входят все метеорологические — в широком смысле этого слова — явления (за исключением наблюдения явлений в свободной атмосфере на высотах, что приводится в особой Аэрологической Обсерватории в Слуцке).

По отношению к важнейшему из метеорологических элементов — солнечной радиации — ММОбсерватория многолетней работой достигла такой полноты программы и накопила такие материалы, что может считаться одной из первых во всем мире.

Получаемые результаты имеют многообразные соприкосновения с практикой. Не останавливаясь на подробностях, приводим один пример.

В то сравнительно недавнее время, когда актинометрические наблюдения ограничивались измерением лишь прямой солнечной радиации, получалось совершенно неправильное представление о тех количествах энергии, которые доставляются поверхности земли солнцем. Происходило это потому, что не измерялась и не принималась в расчет рассеянная небесным сводом солнечная радиация. Следующие данные, основанные на наблюдениях в ММОбсерватории, показывают, какие большие количества энергии при этом проходили мимо учета.

Пользуясь достаточно продолжительными измерениями прямой и рассеянной солнечной радиации и приводя эти данные к многолетнему периоду при помощи наблюдения над облачностью и над продолжительностью солнечного сияния, имеем следующий результат.

Годовые суммы напряжения прямой (Q') и рассеянной (q) солнечной радиации на горизонтальную поверхность получаются (в больших калориях на квадрат. сантимет.):

$Q' = 40$ б. кал. с колебаниями в многолетнем периоде до 15—16 %

$q = 30$ б. кал. с колебаниями в многолетнем периоде до 9—10 %

$Q' + q = 70$ б. кал. с колебаниями в многолетнем периоде до 5—6 %

Два обстоятельства заслуживают здесь особого внимания. Первое: не принимая в расчет рассеянной радиации, пренебрегали величиной, составляющей 75 % прямой или 43 % суммарной радиации. Второе: наиболее значительным колебаниям из года в год подвержена прямая радиация; суммарная же, от которой и зависит жизнь земли, колеблется относительно в более узких пределах (всего 5—6 %).

Как уже упомянуто, актинометрические и оптические измерения, производящиеся в ММОбсерватории, имеют многообразное соприкосновение с практикой (сельской хозяйство, гигиена, медицина, вопросы освещения и др.). В настоящее время для дальнейшего более широкого развития дела и ММОбсерватории

строится особое здание, специально приспособленное для актинометрических изменений.

Все вышеприведенное представляет собой лишь небольшую часть из тех «климатических» выводов, которые можно делать на основании многолетних наблюдений ММОбсерватории. Ограничиваясь в этом отношении тем немногим, что было сказано, переходим ко второй стороне деятельности Обсерватории: методологической.

II.

Методологическая работа представляет необходимую часть деятельности всякого исследовательского учреждения. Совершенных, законченных, раз навсегда установившихся способов изменений почти не существует; сообразно с изречением, что лучшее является врагом хорошего, все время идет усовершенствование. Сверх того, теорией или практикой часто выдвигается необходимость исследования совершенно новых сторон явления, для чего требуется изобретение и новых методов.

За 50-летие существования Магн. Мет. Обсерватории эта работа все время производилась, и можно перечислить целый ряд приборов и методов, предложенными сотрудниками Обсерватории и вошедших в употребление (магнитные приборы; воздушные змеи, метеорографы, нефоскопы, снегомеры, почвенные термометры, актинометры, актинографы).

Запросы практики всегда являются сильной побудительной причиной для всякого изобретательства. Переживаемый нами в настоящее время период весьма богат такими запросами, и сообразно с этим в ММОбсерватории во всех отделах идет работа по испытаниям новых методов и по конструированию приборов для исследования новых сторон явлений. Земные токи, мешающие работе телеграфа; «атмосферики», нарушающие распространение радиоволн; микроклиматические явления разного рода близ поверхности почвы, исследование которых требуется ботанической и сельскохозяйственной практикой; спектральные измерения солнечной

радиации, требующиеся практикой с разных сторон — все это в настоящее время служит предметом методологических работ ММОбсерватории.

Вместе с тем своим порядком идет и замена устаревших приборов и установок новыми. В этом отношении следует отметить большие работы по магнитному отделению (переустройству «подземного павильона»; исследование стандартных магнитных теодолитов и др.).

Деятельность этого рода связана с работой механической мастерской. Таковая всегда, с основания ММОбсерватории, имела и выполняла потребную работу; много приборов, послуживших образцами, вышли из этой мастерской. В настоящее время, вследствие разросшегося инструментария Обсерватории, требующего ухода и ремонта, и вследствие большого количества работ по постройке новых приборов и приспособлений — мастерская в своем настоящем составе оказывается недостаточной.

Переходим к третьей основной стороне деятельности ММОбсерватории: Обсерватории, как центра, в котором находятся нормальные установки, где производится подготовка новых работников и откуда может исходить организационное руководство.

III.

В отношении магнитных измерений ММОбсерватория с самого своего основания получила значение центра в вышеуказанном смысле. Здесь производилась сверка приборов с нормальными, здесь происходило обучение производству магнитных наблюдений, здесь исследовались приборы для филиальных обсерваторий.

В дальнейшем такое же значение Обсерватория приобрела и в отношении некоторых специальных измерений метеорологического характера.

Таким образом, в течение продолжительного времени существования Обсерватории поддерживалась связь ее с другими учреждениями и в отдельными исследователями.

В послевоенное время, когда стали возникать новые геофизические центры в союзных республиках и в областях, вышеуказанное значение Обсерватории не только не исчезло, но еще более возросло. Почти все новые центры, в отношении специальных геофизических измерений (магнитных, актинометрических, воздушно-электрических), основывались при организационном участии ММОбсерватории. Это происходило и непрерывно происходит и в настоящее время, как путем поездок на места лиц из состава Обсерватории, так — в еще большем размере — путем откомандирования лиц с мест в Обсерваторию для продолжительной практики. На крайнем севере (Новая Земля, Земля Франца Иосифа); на западе (Белоруссия); в Украине, Крыму, на Кавказе, в Средней Азии, на Дальнем Востоке — повсюду работают лица, подготовлявшиеся в ММОбсерватории.

В настоящее время, с введением производственной практики для студентов приток лиц для обучения в Обсерваторию еще более усилится. Приходится ставить вопрос об увеличении личного состава научных сотрудников, о пополнении инструментария, о расширении помещений, как для занятий, так и для проживания.

По разнообразию и полноте программы, по количеству накопленного за продолжительное время ценного материала наблюдений, по научным разработкам, наконец, по своему организационному значению — ММОбсерватория принадлежит к одному из немногих крупных учреждений этого рода и пользуется известностью и во всех заграничных странах.



С. И. Савинов 1920-е годы.

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ
МАГНИТНАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ
ИМПЕРАТОРСКОЙ
АКАДЕМИИ НАУКЪ

ВЪ

Г. ПАВЛОВСКЪ.

№ - 167

ПРОЕКТЪ.

*Планы
казармъ и службъ*

Затверждается для исполнения
 С. Петербурга 11 Марта 1897 г.
 Им. Министра Внутренних Дел
 М. В. Родичев

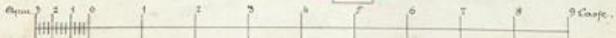
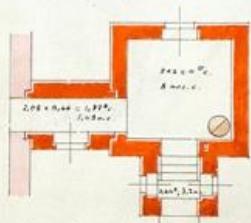
Проект
 приспособления для двигателя три
 и более паровых обертаторов
 в г. Табачки.
 [на чертеже планов и т. д.]



Проект гек-роторной Технико-Строитель-
 ным Каминским М. В. Д. во журнале «Эт...»
 № 1897, 1897, 1897 и найдены
 составленным удовлетворительно.



Председателем
 Члены
 Д. Шандорф
 А. Шандорф
 А. Шандорф



Архитектор В. Шандорф
 12.03.1897

E
B-461



$\frac{11}{13} \frac{2}{3}$

Г. Вильдъ

ФИЗИКО-МАТЕМАТИЧЕСКОЕ
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ИРУЖИЕ
СВЯТЫХ УНИВЕРСИТЕТА

КАСНИЕТЬ

8110

КОНСТАНТИНОВСКАЯ

МАГНИТНАЯ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСЕРВАТОРИЯ

38038

ВЪ ПАРКОВСКОМЪ (БЛИЗЪ С.-ПЕТЕРБУРГА).

3409

ПЕТЕРЪ СЪ ИМЕННОГО
I. А. Кереновскій.

6624
7117
8010

Съ веревочекъ 8. И. П. Волыко Имя Константина Николаевича, 12 таблицъ и 7 иллюстрацїи.



МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ БУД.
ГГО ИМ. С. С. Вильдъ
Имя. № 6293

САНКТ-ПЕТЕРБУРГЪ.

УЧРЕЖДЕНІЕ ИМПЕРАТОРСКОЙ АКАДЕМІИ НАУКЪ.

Изд. Втор., 4-го изд., 26 стр.

1896.

УЧРЕЖДЕНІЕ ИМПЕРАТОРСКОЙ АКАДЕМІИ НАУКЪ
САНКТ-ПЕТЕРБУРГЪ

55



Сотрудники Магнитно-метеорологической обсерватории в Павловске, 1910-е годы.



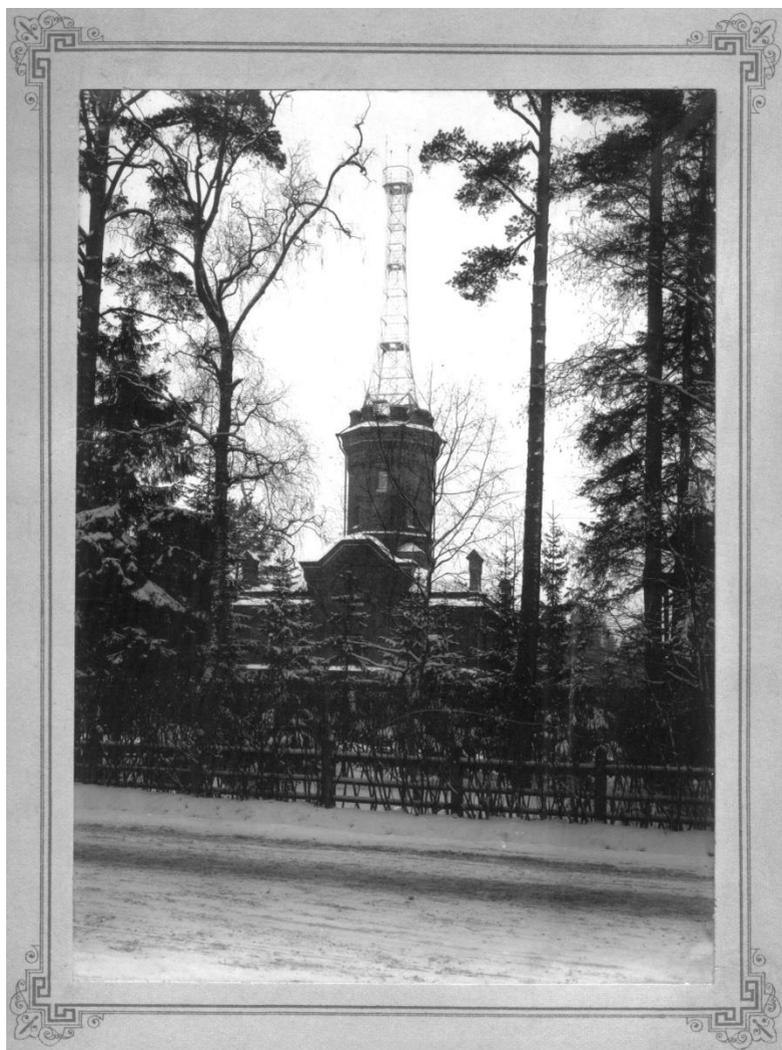
Руал Амундсен в Павловской обсерватории.
Слева направо: В. Х. Дубинский, М. М. Рыкачев, М. А. Рыкачев, Р. Амундсен, С. И. Савинов,
Ю. М. Шокальский, В. В. Кузнецов, А. А. Достоевский, Саблер.



Ведущие специалисты ГГО.
Третий справа С.И.Савинов.



С. И. Савинов среди участников 1-го геофизического съезда Украины



Магнитно-метеорологическая обсерватория в Павловске (Слукке).
Главный корпус.



Магнитно-метеорологическая обсерватория в Павловске (Слукце).
Институт аэрологии..



Магнитно-метеорологическая обсерватория в Павловске (Слукке).
Институт актинометрии и атмосферной оптики («Дворец Солнца»).



Магнитно-метеорологическая обсерватория в Павловске (Слuzке).
Институт атмосферного электричества.



Сотрудники Магнитно-метеорологической обсерватории в Павловске
(Слуцке).



Сотрудники Института аэрологии
Магнитно-метеорологической обсерватории в Павловске (Слуцке).

Н-15
К-937

1688

Курсъ Аэронавигациі

Часть Метеорологическая

Основныя свѣдѣнія по аэрологіи и синоптической метеорологіи для летчиковъ и воздухоплавателей.

Составленъ и изданъ по порученію Отдѣла Воздушнаго Флота Особого Комитета по усил. воен. фл. на добр. поз. Редакціоннымъ Комитетомъ при Главной Физической Обсерваторіи.

ПЕТРОГРАДЪ.

Лит. Главн. Физич. Обсерваторіи.

1917 г.

*И. В. Давыдовъ
с и. Федоскина*



Сотрудники Институт актинометрии и атмосферной оптики
Магнитно-метеорологической обсерватории в Павловске (Слуцке).

Памяти Владимира Ивановича Горышина (1920—2015)

11 марта 2015 года на 95 году жизни ушел из жизни известный специалист в области атмосферной оптики, талантливый конструктор, метеоролог-экспериментатор, ветеран Великой Отечественной войны и ветеран труда Владимир Иванович Горышин.

Трудовая жизнь В. И. Горышина была связана с Главной Геофизической обсерваторией им. А. И. Воейкова с 1956 г.

Поступив на работу в ГГО после окончания Ленинградского электротехнического института им. В.И. Ульянова-Ленина, Владимир Иванович очень скоро проявил свой дар исследователя и талантливого инженера. За короткий срок он разработал и реализовал электронный фотометр, позволивший осуществлять дистанционные измерения прозрачности атмосферы и метеорологической дальности видимости. Прибор типа М-37 серийно выпускался в 1956—1964 гг., широко применялся на отечественных аэродромах и был удостоен Большой серебряной медали ВДНХ.

В 1963 г. Владимир Иванович разработал новый измеритель — регистратор дальности видимости (РДВ), использующий наивысшие для того времени достижения в области оптики, электроники, авторегулирования, телеметрии, метрологии. Оригинальность и новизна данной разработки была подтверждена несколькими авторскими свидетельствами.

Регистратор был передан для серийного изготовления на Рижский завод гидрометприборов под маркой РДВ-2. На протяжении многих лет он являлся табельным прибором для измерения дальности видимости на всех аэропортах и авиаметеорологических станциях страны. На международной выставке в Париже прибор РДВ получил Гран-при и золотую медаль.

В 1960—1970-е годы Владимир Иванович выполнил цикл исследований по теории дальности видимости, изучению пространственно-временной структуры полей прозрачности атмосферы и на основе этих исследований создал более совершенную теорию, описывающую процессы, обуславливающие прозрачность и

видимость в атмосфере. Эти результаты опубликованы в «Трудах ГГО» и других изданиях.

В 80-е годы Владимир Иванович пришел к выводу о возможности разработки эталона метеорологической дальности видимости и приступил к ее осуществлению.

В 90-е годы, когда автоматизация измерений в области метеорологического обеспечения авиации приобретала все более широкий характер, возникла необходимость не только в датчике прозрачности атмосферы, но и в датчике яркости фона. Владимир Иванович решил и эту задачу.

В. И. Горышин, являясь сотрудником отдела актинометрии и атмосферной оптики ГГО, прошел путь от инженера до заведующего лабораторией. На его счету десятки значимых печатных научных работ и два изобретения, внедренные в серийное производство и нашедшие широкое применение в практике сетевых наблюдений.

В 1998 году Владимир Иванович ушел на заслуженный отдых, но продолжал интересоваться исследованиями, проводимыми в ГГО.

В жизни Владимира Ивановича было много испытаний, но он достойно прошел свой большой и славный жизненный путь.

Образ В. И. Горышина — неутомимого труженика, пытливого исследователя, творческого и принципиального человека останется в памяти его коллег.

Главная геофизическая обсерватория им. А. И. Воейкова

Владимир Александрович Михельсон

(1860—1927)

К 155-летию со дня рождения



30 июня 2015 г. исполнилось 155 лет со дня рождения Владимира Александровича Михельсона, разностороннего физика и метеоролога, внесшего заметный вклад в решение проблем теплового излучения, агрофизики и актинометрии.

В. А. Михельсон родился 30 июня 1860 г. в семье гражданского инженера. Детство его прошло в г. Тульчин, затем семья некоторое время жила в Никитском Саду (Крым), а в 1871 г. переселилась в Москву.

После окончания гимназии В. А. Михельсон учился сначала в Санкт-Петербургском институте инженеров путей сообщения, а затем на физико-математическом факультете Московского университета, после окончания которого был приглашен на работу в лабораторию А. Г. Столетова.

В. А. Михельсон первым применил статистические методы для теоретического объяснения спектра излучения черного тела. Опубликованная в 1887 году в «Журнале Русского физико-

химического общества» работа В. А. Михельсона «Опыт теоретического объяснения распределения энергии в спектре твердого тела» привлекла к себе внимание научной общественности и была переиздана в научных журналах Франции и Англии.

В конце 1887 г. В. А. Михельсон отправляется в научную командировку. Он работает сначала в Берлине в лаборатории Гельмгольца и Кундта, где исследует скорость воспламенения гремучих смесей и изучает плотность металлов в поверхностном слое при изготовлении «кундтовых зеркал». В этот период происходит становление его как физика. В 1889 г. Михельсон переезжает в Париж, где знакомится с работой ряда научных учреждений, участвует в научных съездах, слушает в Сорбонне лекции по физике.

В 1890 г. после возвращения в Россию у В. А. Михельсона обнаружился туберкулез, он вынужден был прервать свою научную деятельность и выехать в Давос (Швейцария) для лечения. В Давосе Михельсон начинает работать в области актинометрии. Он создает «ледяной» пиргелиометр и ведет с его помощью наблюдения за солнечной радиацией. Результаты этих исследований весной 1894 г. были представлены в России на IX съезде естествоиспытателей и врачей.

Вернувшись осенью 1894 г. в Россию, В. А. Михельсон защитил диссертацию «О нормальной скорости воспламенения гремучих газовых смесей», степень доктора физики была присуждена ему, минуя степень магистра. В этой работе им был установлен фундаментальный закон, касающийся зависимости движения фронта воспламенения от состава горючей газовой смеси, а также заложена основа теории взрывного горения и развита теория горения газовой смеси в горелке Р. Бунзена.

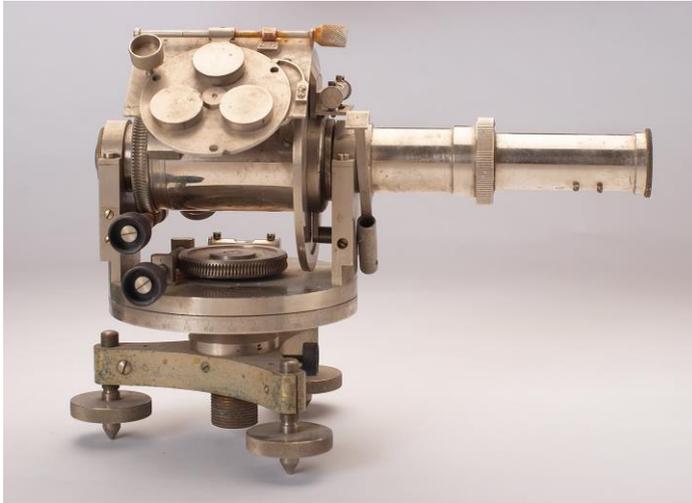
После защиты диссертации В. А. Михельсон становится профессором физики и метеорологии Московского сельскохозяйственного института, созданного вместо закрытой Петровской земледельческой и лесной академии, и возглавляет метеорологическую обсерваторию этого института. Под руководством В. А. Михельсона наблюдения и исследования, выполнявшиеся в метеорологической обсерватории, были существенно расширены.

С 1895 г. он редактирует "Наблюдения Метеорологической Обсерватории Московского. Сельскохозяйственного Института".

В 1895 г. по поручению Министерства земледелия В. А. Михельсоном была организована Средне-Русская сельскохозяйственная метеорологическая сеть, охватившая 10 губерний и насчитывающая 161 пункт наблюдений. Станции были оснащены приборами и снабжены инструкциями по проведению наблюдений. В 1898 г. из-за отсутствия средств эта сеть сначала была передана в ведение Департамента земледелия, а затем ликвидирована. Тем не менее, метеорологическая наука и практика обогатилась предложениями, изложенными В. А. Михельсоном в работе «О целях и методах сельскохозяйственных метеорологических наблюдений».

В. А. Михельсон обладал даром писать ярко, выразительно и просто. Этим отличались не только его популярные сочинения, но и специальные труды. В 1899 г. В. А. Михельсон завершает и публикует в «Журнале Русского физико-химического общества» теоретическую работу, "К вопросу о правильном применении принципа Доплера", в которой он обобщил эффект Доплера для случая, когда свет проходит через среду, меняющую со временем свой показатель преломления. Вслед за этим появляются такие его труды, как «Очерки по спектральному анализу» (1901) и «Обзор новейших исследований по термодинамике лучистой энергии» (1902).

В области актинометрических исследований Михельсон сначала совершенствует, созданный еще в Давосе, ледяной пиргелиометр, затем предлагает конструкцию водоструйного пиргелиометра (идея была реализована позже) и создает ряд актинометров: слюдяной, биметаллический, абсолютный универсальный. В 1907 г. Михельсон применил биметаллический актинометр во время экспедиции на Монблан, где с ним познакомились зарубежные исследователи. Впоследствии этот актинометр получил широкое распространение во многих странах мира.



Биметаллический актинометр Михельсона с насадкой для фильтров.

В 1912 г. метеорологическая обсерватория Сельскохозяйственного института начала работу в новом здании, проект которого был разработан по заданию Михельсона.

Здание обсерватории было приспособлено для метеорологических наблюдений и научных исследований. Для анемометрических и актинометрических наблюдений были построены вышка высотой 11 метров (26 метров над уровнем земли), а с южной стороны — открытая актинометрическая площадка над

2-м этажом здания. Рядом со зданием обсерватории был выделен земельный участок площадью 1 га под метеорологическую площадку.

В этот период в обсерватории были организованы аэрологические наблюдения и расширены исследования по сельскохозяйственной метеорологии. Для измерений стали широко использоваться самописцы. В начале XX в. оснащение обсерватории соответствовало мировому уровню.

В годы революции и гражданской войны В. А. Михельсон не прекращал научную деятельность. При создании рабфаков он участвовал в разработке программ, методик обучения, налаживания преподавания физики.

Позднее по поручению Народного комиссариата земледелия он разработал ряд проектов в области сельскохозяйственной метеорологии, в которых выдвинул идею создания новой науки — агрофизики и организации специального Агрофизического института. 2 ноября 1924 г. в научном бюро опытного отдела Наркомзема

В. А. Михельсон сделал доклад «Физика и будущее агрономии», в котором указал на необходимость связи всех естественных наук с физикой. Он также высказал соображения о том, как нужно готовить кадры для будущих агрофизических исследований и наметил программу научной деятельности института.

В. А. Михельсон был превосходным лектором. Курс его лекций по физике, прочитанный в Сельскохозяйственном институте многократно переиздавался как двухтомный учебник «Физика», последнее (десятое) издание которого вышло в свет в 1940 г.

В. А. Михельсон пользовался глубоким уважением в научной среде. Он был членом Международного союза по исследованию Солнца, членом Немецкого физического общества, Общества любителей естествознания, антропологии и этнографии, членом Комиссии по воздухоплаванию, почетным членом Московского метеорологического общества, почетным председателем Комиссии Постоянной актинометрической комиссии при Главной геофизической обсерватории, председателем Комиссии по использованию энергии Солнца при Госплане СССР. На V съезде физиков в 1927 г. он был избран почетным председателем съезда.

Скончался В. А. Михельсон 27 февраля 1927 г.

Его имя было присвоено Обсерватории, которую он возглавлял более 30 лет.

Метеорологической обсерватории им. В. А. Михельсона решением Управления Государственного контроля охраны памятников города Москва присвоен статус памятника истории, науки и культуры городского значения.

УДК 551 006.92 (47+57)

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

Представлены результаты мониторинга состояния и работоспособности установленных в рамках Проекта Росгидромет-1 автоматизированных метеорологических и актинометрических комплексов, а также автоматических метеорологических станций за 2014 г. Проанализированы техническое состояние автоматизированных средств измерения, их метрологическое и программное обеспечение. Отмечены основные проблемы в эксплуатации оборудования АМК, АМС и ААК. Приведены рекомендации по мероприятиям, направленным на обеспечение стабильной работы автоматизированной метеорологической и актинометрической сетей.

Ключевые слова: мониторинг, автоматизация наблюдений, метрологическое обеспечение, датчики, автоматизированный метеорологический комплекс, автоматизированный актинометрический комплекс, автоматическая метеорологическая станция

Табл. 3. Ил. 12.

Пути и проблемы климатического районирования территории Российской Федерации. Кондратюк В. И., Светлова Т. П., Иванова К. М. Труды ГГО. 2015. Вып. 577. С. 34-46.

Рассмотрены особенности выделения однородных в метеорологическом отношении районов в их связи с неоднородностью подстилающей поверхности для решения задач климатического районирования территорий различного пространственного протяжения и объективизации проведения границ выделенных районов.

Предложен метод климатического районирования территорий УГМС, основанный на многоэлементном статистическом анализе обобщённых за многолетний период характеристик тепло-влагообеспеченности и количества осадков по всем функционировавшим и функционирующим станциям УГМС.

Выполнено выделение климатических районов территорий 23 УГМС Росгидромета. Схемы климатического районирования территорий УГМС и соответствующие Рекомендации по их использованию направлены во все УГМС для их практического применения в качестве основы при решении разного рода задач, возлагаемых на УГМС.

Определен предел возможного сокращения пунктов климатических наблюдений, за которым обеспечение основных потребителей гидрометеорологической информацией становится проблематичным.

Ключевые слова: климатическое районирование; методика; многоэлементный статистический анализ, метеорологическая сеть.

Табл. 1. Ил. 1. Библ. 9.

Экспериментальные и теоретические исследования влияния аэрозольных частиц субмикронного диапазона на электрическую проводимость воздуха и напряженность электрического поля атмосферы (обзор). Морозов В. Н. Труды ГГО. 2015. Вып. 577. С. 47-64.

Приведен обзор отечественных и зарубежных работ по экспериментальным теоретическим исследованиям влияния аэрозольных частиц на электрическую проводимость воздуха и напряженность электрического поля атмосферы. Уменьшение электрической проводимости в условиях аэрозольного загрязнения может давать информацию о концентрации аэрозольных частиц, что проявляется при анализе этих изменений наблюдаемых на атмосферно-электрических станциях, которые функционировали ранее на территории СССР, работают в настоящее время, а также на аналогичных зарубежных станциях. В теоретических исследованиях можно выделить проблемы, связанные с расчетом взаимодействия легких атмосферных ионов с аэрозольными частицами и построением моделей, учитывающих влияние уменьшения электрической проводимости на напряженность электрического поля в электродном приземном слое. и моделей глобальной электрической цепи в которых может изменяться такой важный параметр, как потенциал ионосферы.

Ключевые слова: аэрозольные частицы электрическая проводимость воздуха, напряженность электрического поля атмосферы

Табл. 1. Библ. 59.

УДК 551.509

Гетерогенные процессы роста аэрозолей верхней тропосферы и стратосферы. Ивлев Л. С., Довгалюк Ю. А. Труды ГГО. 2015. Вып. 577. С. 65-105.

Приводится обзор по гетерогенным процессам роста аэрозолей верхней тропосферы и стратосферы. Рассматриваются гетерогенные реакции образования аэрозольных частиц в стратосфере, конденсационный рост частиц, роль в этом водяного пара и других газов, электрического заряда и высокоэнергетичных частиц, приходящих из космического пространства. Приводится вертикальный профиль аэрозольных частиц и их распределение по размерам, полученные авторами экспериментально.

Ключевые слова: солнечная активность, поток солнечной радиации, солнечные протонные события, поглощение полярной шапки, космические лучи, облачный слой, гомогенная и гетерогенная конденсации, адсорбат, ионообразование, ядра конденсации.

Табл. 1. Ил. 7. Библ. 49.

УДК 551. 594.21

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

На основе аналитического выражения для электрического потенциала ионосферы, следующего из теории глобальной электрической цепи в атмосфере оценивается изменение этой величины, вызванное глобальным распределением аэрозольных частиц в атмосфере. Показано, что при концентрациях аэрозольных частиц 10^{10} - 5×10^{10} м⁻³ увеличение потенциала ионосферы составляет 8—10 % относительно фонового значения этого потенциала, равного 300 Кв. При этом напряженность электрического поля в областях, удаленных от области аэрозольного загрязнения также увеличивается на 8—10 % и может являться индикатором аэрозольного загрязнения атмосферы.

Ключевые слова: аэрозольные частицы, электрический потенциал ионосферы, напряженность электрического поля

Библ. 7.

УДК 504.32, 551.521.2

Теоретические аспекты термокартирования автодорожного покрытия по данным ИК-радиометра. Кузнецов А. Д., Сероухова О. С., Симакина Т. Е., Солонин А. С. Труды ГГО. 2015. Вып. 577. С. 113-126.

Рассмотрены теоретические и практические аспекты дистанционного измерения температуры дорожного полотна с помощью ИК-радиометров. Представлен пример такого термокартирования для 50-километрового участка автодороги Санкт-Петербург — Сортавала.

Ключевые слова: дистанционное измерение температуры, ИК-радиометр, термокартирование автодорожного покрытия.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 3.

УДК 551.501

Развитие комплексной автоматизированной информационно-измерительной системы метеообеспечения авиации и прогноза опасных гидрометеорологических явлений «КАСМЕТЕО». Дорофеев Е. В., Зверев В. В., Львова М. В., Тарабукин. И. А. Труды ГГО. 2015. Вып. 577. С. 127-140.

Рассматривается развитие комплексной автоматизированной информационно-измерительной системы метеообеспечения авиации и прогноза опасных гидрометеорологических явлений «КАСМЕТЕО».

Ключевые слова: Метеообеспечение авиации, прогноз опасных гидрометеорологических явлений, программно-аппаратное средство.

Ил. 3. Библ. 6.

УДК 551.501 + 502.3

Оценка состояния экологической обстановки в зависимости от гидрометеорологических условий на аэродроме. Ипатов В. В., Тереб Н. В., Рубцов С. А., Широтов В. В., Сизов Н. И., Ильин Г. Н., Быков В. Ю., Стэмповский В. Г. Труды ГГО. 2015. Вып. 577. С. 141-155.

Приведены результаты измерения интегрального содержания водяного пара (precipitable water, PW), полученные при использовании спектрофотометра КАМА и радиометра водяного пара, установленных на территории полигона высотной метеорологической мачты Института экспериментальной метеорологии. Представлены краткое описание аппаратного комплекса, а также данные об PW, вычисленные по результатам измерения задержки распространения радиосигнала глобальной спутниковой навигационной системы (GPS). Сравнение результатов измерений PW, полученные различными аппаратными средствами показало вполне удовлетворительное согласие.

Ключевые слова: интегральное влагосодержание, спектрофотометр, радиометр водяного пара, результаты измерений.

Табл. 1. Ил. 3. Библ. 16.

Формирование температурного режима торфяной залежи при изменении климатических характеристик в северной и северо-западной зоне олиготрофных болот ЕТР. Калюжный И. Л., Батуев В. И. Труды ГГО. 2015. Вып. 577. С. 156-168.

Результаты многолетних наблюдений за температурным режимом олиготрофных болот севера (болото Иласское) и северо-запада (болото Ламмин-Суо) позволили установить пространственные и временные изменения характеристик теплового режима залежи в условиях изменения климата. Установлено, что в северо-западной части зоны олиготрофных болот средняя температура торфяной залежи увеличилась на 0,6 °С, в северной части на 0,8 °С. Динамика среднегодовых температур на глубинах торфяной залежи определяется положительными статистически значимыми линейными трендами. Глубина проникновения годового хода температур на болоте Ламмин-Суо увеличилась на 0,68 м, на болоте Иласском — на 0,59 м. Годовой ход температур на болоте Ламмин-Суо должен прослеживаться до глубина 4,61 м, т.е. ниже минерального дна болота (4,40 м).

Ключевые слова: болото, температура торфяной залежи, изменение климата.

Табл. 5. Ил. 2. Библ. 9.

УДК 551.583:551.510

К вопросу о роли циркуляции атмосферы в глобальных климатических процессах. Лапина С. Н., Морозова С. В. Труды ГГО. 2015. Вып. 577. С. 169-178.

В статье рассматривается изменение площади планетарной высотной фронтальной зоны (ПВФЗ) в два естественных климатических периода состояния земной климатической системы — периода стабилизации и второй волны глобального потепления. Обнаружена связь изменения площади ПВФЗ и ветрового режима на полушарии.

Ключевые слова: циркуляция атмосферы, климатические процессы, ветровой режим

Табл. 2. Ил. 3. Библ. 9.

Исследование облачных ресурсов для тушения лесных пожаров в Северо-Западном регионе Российской Федерации. Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Иванова К. М. Труды ГГО. 2015. Вып. 577. С. 179-196.

Приводятся результаты исследования повторяемости числа дней с ресурсными конвективными облаками для оценки возможности проведения активных воздействий с целью вызывания осадков для тушения крупных лесных пожаров в СЗФО Российской Федерации в теплый период 2005—2010 гг. Расчеты выполнены по данным восьми наземных метеорологических станций наблюдений, расположенных вблизи центров областей СЗФО. Приведены рассчитанные данные о числе дней с высокой пожарной опасностью III—IV класса за теплый период 2005—2010 гг. Оценены вероятность развития облаков и возникновения пожаров, позволившие по результатам статистической обработки собранных данных определить районы, наиболее пригодные для организации работ по тушению лесных пожаров искусственными осадками.

Ключевые слова: активное воздействие; лесные пожары; ресурсные облака; пожарная опасность; горимость; климатические характеристики; лесистость.

Табл. 2. Ил. 8. Библ. 27.

УДК 551.594.21+551.509.616

Методика и результаты самолетных воздействий на электризацию конвективных облаков. Михайловский Ю. П. Труды ГГО. 2015. Вып. 577. С. 197-211.

Представлен возможный механизм воздействий на электризацию конвективных облаков льдообразующим реагентом с альтернативными целями (усиление или ослабление электризации). Обоснованы контролируемые параметры облаков. Описана методика рандомизированного самолетного эксперимента по воздействию и контролю. Изложена методика оценки эффективности проведенных воздействий. Рандомизированный самолетный эксперимент по воздействиям и анализ результатов показал, что воздействия на электризацию конвективных облаков льдообразующим реагентом, проводимые по разработанным методикам как с целью усиления, ускорения, так и подавления, замедления электризации, приводят к статистически значимым результатам.

Ключевые слова: электризация конвективных облаков, воздействия, электрическое поле, отражаемость, самолет, эффект воздействий.

Табл. 1. Ил. 2. Библ. 15.

The results of the condition and operation of automated meteorological and solar radiation networks in 2014. Gavrilova S. Yu., Ivanova T. A., Lutsko L. V., Miasnikova O. A. Proceedings of MGO. 2015. V. 577. P. 7-33.

The results of monitoring the condition and operability of automated meteorological and solar radiation complexes, and automatic meteorological stations installed by the Roshydromet Project-1 for 2014. The technical condition of the automated measuring instruments, metrology and software are analyzed. The main problems in the operation of the equipment AMC, AMC, and AAC are pointed. The recommendations to ensure the stable operation of the automated meteorological and solar radiation networks are made.

Keywords: monitoring, metrology, automated meteorological complex, automated solar radiation complex, automatic meteorological station

Tab. 3. Fig. 12.

Ways and problems of climatic division into districts of the territory of the Russian Federation. Kondratyuk V. J., Svetlova T. P., Ivanova K. M. Proceeding GGO. 2015. V. 577. P. 34-46.

Features of allocation of uniform areas in the meteorological relation in their communication with heterogeneity of the spreading surface for the solution of problems of climatic division into districts of territories of various spatial extent and an objektivization of carrying out borders of the allocated areas are considered.

A method for climatic regionnig UGMS, based on the multivariate statistical analysis of generalized over many years characterized heat-moisture and precipitation on all operational and functioning UGMS stations was developed.

Allocation of climatic areas of territories 23 UGMS Roshydromet is executed. Schemes of climatic division into districts of territories of UGMS and the corresponding Recommendations about their use are submitted in all UGMS for their practical application as a basis at any solution of the tasks assigned to UGMS.

The limit of possible reduction of points of climatic supervision which providing the main hydrometeorological information consumers becomes problematic is defined.

Keywords: climatic division into areas; technique; multielement statistical analysis; meteorological network.

Tab. 1. Fig. 1. Ref. 9.

Experimental and theoretical studies of the influence of aerosol particles in the submicron range on the electrical conductivity of air and the electric field of the atmosphere (review). Morozov V. N. Proceeding GGO. 2015. Vol. 577. P. 47-64.

Provides an overview of domestic and foreign experimental to theoretical studies of the effect of aerosol particles on the electrical conductivity of air and the electric field of the atmosphere. Reduction in electrical conductivity in terms of aerosol pollution can give information about the concentration of aerosol particles, which manifests itself in the analysis of these changes observed in atmospheric-electric stations, which previously functioned on the territory of the USSR, are working currently, and similar foreign stations. In theoretical studies it is possible to highlight the problems associated with the calculation of the interaction of light atmospheric ions and aerosol particles and the construction of models that take into account the influence of the reduction of electric conductivity on the electric field in the electrode surface layer. and models global electric circuit in which change may be an important parameter, as the potential of the ionosphere.

Keywords: aerosol particles, electrical conductivity of air, electric field of the atmosphere

Tab. 1. Ref. 59.

Geterogeneous processes of aerosols increase of the upper troposphere and stratosphere. Ivlev L. S., Dovgaluk Ju. A. Proceeding GGO. 2015. Vol. 577. P. 65-105.

On the basis of analytical expressions for the electric potential of the ionosphere, following from the theory of the global electrical circuit in the atmosphere is estimated a change of this magnitude caused by the global distribution of aerosol particles in the atmosphere. It is shown that at concentrations of aerosol particles of 10^{10} - $5 \times 10^{10} \text{m}^{-3}$, the ionospheric potential is 8—10 % relative to the background values of this potential, equal to 300 KV. In this case, the electric field in regions remote from the field of aerosol pollution also increases by 8—10 % and may be an indicator of aerosol pollution of the atmosphere.

Keywords: sun activity, flow of the sun radiation, events of sun proton, absorption of polar cap, kosmic rays, cloud layer, gomogeneous and geterogeneous condensation, adsorbat, ion appearance, nucleus of condensation.

Tab. 1. Fig. 7. Ref. 49.

The influence of the global distribution of aerosol particles in the electric potential of the ionosphere. Morozov V. N. Proceeding GGO. 2015. Vol. 577. P. 106-112.

On the basis of analytical expressions for the electric potential of the ionosphere, following from the theory of the global electrical circuit in the atmosphere is estimated a change of this magnitude caused by the global distribution of aerosol particles in the atmosphere. It is shown that at concentrations of aerosol particles of 10^{10} - $5 \times 10^{10} \text{ m}^{-3}$, the ionospheric potential is 8—10 % relative to the background values of this potential, equal to 300 KV. In this case, the electric field in regions remote from the field of aerosol pollution also increases by 8—10 % and may be an indicator of aerosol pollution of the atmosphere.

Keywords: aerosol particles, electrical potential of ionosphere, electrical field

Ref. 7.

Theoretical aspects remote temperature measurement of road surface according to ir-radiometer. Kuznetsov A. D., Seroukhova O. S., Simakina T. E., Solonin A. S. Proceeding GGO. 2015. Vol. 577. P. 113-126.

The article deals with the theoretical and practical aspects of remote temperature measurement of the roadway using infrared radiometers. An example of such remote temperature measurement for a 50-kilometer stretch of road St. Petersburg – Sortavala.

Keywords: remote temperature measurement, infrared radiometer, remote temperature measurement of the roadway coverage

Tab. 1. Fig. 2. Ref. 3.

Development of automated system “KASMETEO” for dangerous weather phenomena forecasting and aviation meteorological support. Dorofeev E. V., Zverev V. V., Lvova M. V., Tarabukin I. A. Proceedings of MGO. 2015. V. 577. P. 127-140.

This article describes the development of firmware information and measurement system “KASMETEO”. “KASMETEO” system is designed for aviation meteorological support and dangerous weather phenomena forecasting.

Keywords: aviation meteorological support, dangerous weather phenomena forecasting, firmware.

Fig. 3. Ref. 6.

The results of comparative remote measurements of the atmospheric column-integrated precipitable water vapor. Ipatov V. V., Tereb N. V., Rubtsov S. A., Shirotov V. V., Sizov N. I., Ilyin G. N., Bykov V. U., Stempkovsky V. G. Proceeding GGO. 2015. Vol. 577. P. 141-155.

In this paper we present the results of measurements of the atmospheric column-integrated precipitable water vapor (PW) obtained with a KAMA spectrophotometer and water vapor radiometer installed on the polygon of Altitudinal Meteorological Mast (AMM) IEM SPA "Typhoon". We present a brief description of the appliance and PW data, calculated by measuring the radio signal propagation delay of the global satellite navigation system (GPS). Comparison of the results of PW measurements, obtained by different hardware, showed good agreement.

Keywords: column-integrated precipitable water vapor, spectrophotometer, water vapor radiometer, results of measurements.

Tab. 1. Fig. 3. Ref. 16.

Thermal regime forming for peat deposit within the north and northwest zones of oligotrophic bogs at the European Russia Territory under the climate changes. Kalyuzhny I. L., Batuev V. I. Proceeding MGO. 2015 Vol. 577. P. 156-168.

Results of long observations on temperature regime of oligotrophic bogs at the north (Ilaskoe swamp) and at the westnorth (Lammin-Suo swamp) allowed to assess temporal and spatial changes in peat deposit thermal regime under climatic changes. It was determined that mean temperature of peat deposit increased at 0.6° C in the northwest part of the oligotrophic bogs zone and at 0.8° C in its north part. Dynamics of mean annual temperature at the peat deposit depth is defined by statistically significant positive trends. Depth of annual occurring temperature fluctuation increased at 0.68 m for the Lammin-Suo swamp and at 0.59 m for the Ilaskoe swamp. Annual temperature fluctuation for the Lammin-Suo swamp is observed up to the depth of 4.61 m, i.e. below the mineral swamp bottom (4.40 m).

Key words: swamp, peat deposit temperature, climate change

Tabl. 5. Fig. 2. Ref. 9.

As for the role of atmospheric circulation in global climate processes. Lapina S. N., Morozova S. V. Proceedings of MGO. 2015. V. 577. P. 169-178.

The article considers the changes in the area of the planetary front high-rise zone in two natural climatic periods of the Earth's climate system - the stabilization period and the second wave of the global warming. Connection between changes in the area of planetary front high-rise zone and wind regime in the hemisphere was detected.

Keywords: atmospheric circulation, climate processes, wind regime

Tab. 2. Fig. 3. Ref. 9.

Investigation of cloud resources for extinguishing large forest fires in the Northwest region of Russian Federation. Dovgaluk Ju. A., Veremei N. E., Ivanova K. M. Proceedings of GGO. 2015. V. 577. P. 179-196.

The results of investigation of days with resource clouds development amount are presented to estimate the possibility of active modifications performing to produce precipitations for forest fires extinguishing. Investigations were carried out for North-West Region of Russian Federation for warm period of 2005 – 2010. Calculations performed for data of 8 ground-based meteorological observation stations positioned near administrative centers of regions of North-West Region. Calculated data about days with fire danger of III – IV class count for warm period of 2005 – 2010 are presented. Probabilities of clouds development and fires occurring are estimated. Using statistical treatment of data allowed to determine the areas the most suitable for organizing extinguishing fires by artificial precipitations.

Keywords: active modifications, forest fires, resource clouds, fire hazard, fire frequency index, climate characteristics, percentage of forest land

Tab. 2. Fig. 8. Ref. 27.

The methodology and results of aircraft impacts on the electrification of convective clouds. Mikhailovsky, Yu. P. Proceedings of MGO. 2015. V. 577. P. 197-211.

The mechanism of impacts on the electrification of convective clouds by ice-forming reagent with alternate objectives (strengthening or weakening of electrification) is presented. Controllable parameters of the clouds are justified. Technique of randomized airplane seeding and control experiment and technique of efficiency estimation of carried out actions is described. Randomized airplane experiment on the seeding and analysis of its results show that the impact on the electrification of convective clouds by ice-forming reagent, carried out according to developed procedures, for the purpose both of amplification(acceleration) or suppression(slowing) of electrifying leads to statistically significant results.

Keywords: electrification of convective clouds, seeding, electric field, reflectivity, the plane, the effect of seeding.

Keywords: atmospheric circulation, climate processes, wind regime

Tab.1. Fig. 2. Ref. 15.

Для заметок

Для заметок

Для заметок