ИМКЭС СО РАН

XIV

СИБИРСКОЕ СОВЕЩАНИЕ И ШКОЛА МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ ПО КЛИМАТО-ЭКОЛОГИЧЕСКОМУ МОНИТОРИНГУ

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

19-22 ОКТЯБРЯ 2021 г.

г. ТОМСК

УДК 551.5: 504
Д23+Е080.4я431

Четырнадцатое Сибирское совещание и школа молодых ученых по климато-экологическому мониторингу: Тезисы докладов российской конференции с международным участием. / Под ред. Е. А. Головацкой. – Томск, 2021. – 263 с.

В сборник включены тезисы докладов по методологии и результатам исследований современного состояния и тенденций изменения климатической системы Сибирского региона. Рассмотрены научно-методические вопросы организации многокомпонентного мониторинга мезомасштабных природно-территориальных комплексов Сибири по физической, химической, биологической и техногенной компонентам системы. Представлены доклады по методологии и результатам исследований, оценке состояния и выявлению происходящих изменений в экосистемах бореальных лесов. Рассмотрены вопросы заболачивания ландшафтов таёжной зоны. Представлены доклады о влиянии антропогенных факторов на трансформацию ландшафтов Сибири.

Сборник представляет интерес для специалистов в области климатологии, метеорологии, экологии, охраны окружающей среды, а также по физическим и техническим проблемам климато-экологических изменений.

© Институт мониторинга климатических
и экологических систем СО РАН, 2021

СОДЕРЖАНИЕ

Секция 1. Современное состояние и тенденции изменения климата Северной Евразии

Гаврилов А.В., Малахова В.В., Пижанкова Е.И., Попова А.А. Мощность многолетнемерзлых пород о. Новая Сибирь: результаты численного моделирования 6

Долгова Н.В., Волкова М.А., Чередько Н.Н., Кужевская И.В. Изменение режима увлажнения ландшафтных зон Южной Сибири 10

Иванова А.А. Многолетние изменения температуры воздуха и их влияние на глубину сезонного протаивания на севере Западной Сибири 12

Кижнер Л.И., Барашкова Н.К., Носырева О.В. Современные тенденции температурно-влажностных показателей и явлений в Томске 15

Логинов С.В., Поднебесных Н.В. Вихревая циркуляция и изменчивость метеовеличин синоптического масштаба на территории Сибири 19

Ломакина Н.Я., Лавриненко А.В. Современные тенденции изменения среднемесячной температуры пограничного слоя атмосферы Сибири 21

Ломакина Н.Я., Лавриненко А.В. Изменение среднегодовой и среднесезонной температуры в пограничном слое атмосферы Сибирского региона 25

Малахова В.В. Модельная оценка эмиссии метана в атмосферу с акватории арктических морей 29

Мартынова Ю.В. Эволюция исследований межсезонного влияния аномалий осеннего снежного покрова на динамику атмосферы в Северном полушарии 33

Матюхина А.А., Воропай Н.Н., Мартынова Ю.В. Снежный покров Сибири по данным спутниковых и ежедневных наземных наблюдений 36

Немировская Л.Г. Создание банков данных характеристик периодов режима осадков, дополненных показателями температурно-влажностных условий, для оценки на их примере изменения регионального климата и улучшения гидрометобеспечения юго-востока Западной Сибири 39

Переведенцев Ю.П., Лопух П.С., Гледко Ю.А., Шерстюков Б.Г., Шанталинский К.М., Мирсаева Н.А. Климатические изменения на территории России и республики Беларусь в XX-XXI веках 42

Поднебесных Н.В. Сезонные изменения характеристик циклонов и антициклонов над территорией Сибири по данным синоптических карт 46

Секция 2. Экстремальные климатические и природные явления

Волкова Е.С. Пространственно-временная характеристика проявления заморозков на территории южной тайги Западной Сибири 49

Газимов Т.Ф., Чурсин В.В. Городской остров тепла над Новосибирском в период аномально жаркой погоды летом 2019 года 53

Горбатенко В.П., Пустовалов К.Н. Пространственные и временные особенности распределения полей атмосферного давления и скорости восходящих потоков над междуречьем Обь-Иртыш в летний период 57

Громова А.В., Горбатенко В.П., Нагорский П.М., Пустовалов К.Н. Грозовая активность на юге Западной Сибири по данным грозопеленгационной сети WWLLN 61

Жуков Д.Ф., Пустовалов К.Н., Кошикова Т.С., Нагорский П.М., Оглезнева М.В. Характеристики мезомасштабных конвективных систем над югом Западной Сибири по данным спутника CALIPSO 65

Збираник А.А., Кужевская И.В., Газимов Т.Ф. Площади положительных тепловых аномалий на территории Западной Сибири 68

Картавых М.С., Пустовалов К.Н., Кошикова Т.С., Нагорский П.М., Оглезнева М.В. Вертикальная структура мезомасштабных конвективных систем над югом Западной Сибири по данным спутника CLOUDSAT 71

Нагорский П.М., Яковлева В.С., Пустовалов К.Н., Яковлев Г.А., Вуколов А.В., Смирнов С.В. Радиационный фон приземной атмосферы, обусловленный интенсивными ливневыми осадками 75

Наджарян А.А., Волкова М.А. Метеорологические условия формирования опасных гидрологических явлений на юго-востоке Западной Сибири 79

Пустовалов К.Н., Горбатенко В.П., Нагорский П.М., Нечепуренко О.Е., Оглезнева М.В. Сравнительный анализ конвективной неустойчивость на юге Западной Сибири по данным индексов неустойчивости k-index и Total Totals (реанализ ERA5) 82

Сабурова К. М., Емельянова Т. В., Шульгина Т. М. Статистическая оценка влияния снежного покрова Западной Сибири на количество осадков в Калифорнии 86

Харюткина Е.В., Логинов С.В., Морару Е.И. Экстремальные осадки на территории Западной Сибири в холодный период года 87

Секция 3. Экосистемы среднеширотных и полярных природных зон

Белова М.Н., Тимошок Е.Е., Филимонова Е.О. Разнообразие сосудистых растений в экотоне верхней границы леса в долине р. Актру (Северо-Чуйский хребет, Центральный Алтай) 90

Гашкова Л.П. Динамика биогеохимической активности растений постпирогенных болот 94
Киреева С.А. Панченко Ж.В. Попов Е.Г. Совершенствование среды обитания – путь выхода из кризиса 98
Коваль Ю.Н. Лишайники как индикаторы загрязнения атмосферы 102
Курьина И.В., Бляхарчук Т.А. Реконструкция условий окружающей среды и климата в позднем голоцене на юге Западной Сибири по данным комплексного исследования отложений озера Красиловское 104
Маркелова А.Н., Симонова Г.В., Волков Ю.В., Тартаковский В.А. Сравнительный анализ поведения $\delta^{18}O$ древесно-кольцевых хронологий на юге Западно-Сибирской равнины и в Прибайкалье 108
Никонова Л.Г., Головацкая Е.А. Деструкция растений-торфообразователей в торфяных залежах олиготрофных болот подверженных пирогенному воздействию 111
Олешук Е.Н., Киреева С.А., Попов Е.Г., Рудевич М.Н., Торчик В.И. Экологические аспекты выращивания кедровой сосны в Беларуси 114
Панченко Ж.В., Киреева С.А. Экосистемы природных зон Беларуси и человеческий фактор 117
Полосухина Д.А., Прокушкин А.С., Махныкина А.В. Нетто-обмен CO_2 у доминантов мохово-лишайникового покрова таежных лесов Средней Сибири 119
Пупышева М.А., Бляхарчук Т.А. Перспективы исследования долговременной динамики палеопожаров методами микро- и макроуголькового анализов 121
Райская Ю.Г., Тимошок Е.Н. Оценка состояния популяций *cypripedium macranthos* SW. после низовых пожаров на территории заповедника «Тунгусский» (Южная Эвенкия) 125
Савчук Д.А., Николаева С.А., Кузнецов А.С. Датирование наледей и паводков на флювиогляциальных отложениях долины р. Актру (Горный Алтай) 128
Семенова К.А., Волкова Е.С., Мельник М.А. Экологические аспекты размещения мусорных полигонов в Томской области 132
Тимошок Е.Н., Райская Ю.Г., Тимошок Е.Е. К изучению экологии *dryas oxyodonta* JUZ. в высокогорьях Центрального Алтая 135
Филимонова Е.О. Возобновление кедра сибирского (*pinus sibirica*) в лесотундровом экотоне Северо-Чуйского хребта (Русский Алтай) в начале XXI века 138
Чернова Н.А., Бисирова Э.М. Результаты многолетнего мониторинга древостоев и напочвенного покрова пихтовых лесов, поврежденных уссурийским полиграфом (на примере Томской области) 140

Секция 4. Перенос загрязнений в атмосфере

Ахмадалиева С.Х., Пустовалов К.Н., Нагорский П.М. Влияние дымовых шлейфов на приземное электрическое поле на примере г. Томска 144
Гизатуллин Р.Д., Елисеев А.В., Переведенцев Ю.П. Особенности распределения соединений серы на территории Европы в начале XXI века 149
Дайнеко Д.А., Гледко Ю.А. Влияние метеорологических параметров на концентрации загрязняющих веществ в атмосфере города Минска 150
Калашникова Д.А., Попова С.А., Макаров В.И., Симонова Г.В., Зенкова П.Н., Почуфаров А.О. Вариабельность концентраций органического, элементного и изотопного состава углерода в атмосферных аэрозолях арктического региона, отобранных в морских экспедициях 2018-2020 гг. 154
Круглинский И.А., Кабанов Д.М., Сакерин С.М. Сезонная изменчивость пространственного распределения аэрозольной оптической толщи атмосферы и концентраций черного углерода над северной Атлантикой и морями северной Европы по данным реанализа MERRA-2 158
Насртдинов И.М., Перевезенцев А.И. Информационно-вычислительная система для моделирования широкополосных потоков солнечного излучения 162
Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Полькин В.В., Радионов В.Ф., Турчинович Ю.С. Особенности пространственно-временной изменчивости характеристик аэрозоля над южным океаном 166
Цыдыпов В.В., Жамсуева Г.С., Заяханов А.С., Дементьева А.Л., Бальжанов Т.С. Влияние лесных пожаров на дисперсный состав и концентрацию атмосферного аэрозоля на акватории оз. Байкал летом 2020 г. 170

Секция 5. Вычислительные и информационные технологии в науках об окружающей среде

Безгодова О.В. Цифровое моделирование морфометрии малых рек бассейна р. Иркут 171
Богушевич А.Я. Кросс-платформенное приложение для исследований атмосферной турбулентности из данных измерений ультразвуковых метеостанций АМК-03 и АМК-04 175
Волков Ю.В., Чередько Н.Н., Тартаковский В.А. Структура климатических кластеров северного полушария в январе и июле 179
Дюкарев Е.А., Богушевич А.Я., Золотов С.Ю., Кобзев А.В., Смирнов С.В., Тельминов А.Е. Сопоставление характеристик ветра по данным ультразвуковых анемометров разных моделей 181
Елисеев А.О., Копысов С.Г. Моделирование водного баланса речных бассейнов юго-востока Западной Сибири 184
Золотов С.Ю., Логинов А.С. Анализ опасных явлений погоды с помощью модели WRF 188
Логинов А.С. Логинов С.В. Оценки модельных приближений эмпирических ФРВ для метеовеличин 190

Логинов С.В. Логинов А.С. Особенности моделирования эмпирических ФРВ для метеовеличин с различным масштабом временной изменчивости 193
Синюткина А.А. Геоинформационное моделирование процессов самовосстановления растительности осушенных болот Томской области 196
Солтаганов Н.А., Ботыгин И.А., Лемешонок К.А. Прогнозирование климатических параметров с использованием машинного обучения 200
Ступин И.К., Ботыгин И.А., Шерстнёв В.С., Шерстнёва А.И. Исследование возможностей языка R для анализа временных рядов методом сингулярного спектрального анализа 204
Тартаковский В.А., Чередько Н.Н., Максимов В.Г. Проявление саморегуляции в климатической системе 208
Фролов Д.М., Ржаницын Г.А., Гагарин В.Е., Приходько И.А. Моделирование теплового поля при подготовке горнолыжных трасс засаливанием 209
Шкулов Н.П., Ботыгин И.А., Шерстнёв В.С., Шерстнёва А.И. Исследование возможностей пакета FNONLINEAR языка R для анализа нелинейных и хаотических временных рядов 212
Щелканов Н.Н. Модель спектрального хода коэффициента аэрозольного ослабления для приземного слоя атмосферы при метеорологической дальности видимости более 10 км 216

Секция 6. Методы и средства мониторинга состояния окружающей среды
Антохина О.Ю., Давыдов Д.К., Симоненков Д.В., Фофонов А.В., Maksyutov S., Nakayama T. Использование автоматизированного камерного метода для измерений газовых потоков в экосистемах Бакчарского болота (Томская обл.) 220
Басов Г.Ф., Бондаренко С.Л., Филимонова С.В., Филимонов Н.Е. Сбор и управление данными в мобильной системе анализа и контроля содержания углекислого газа в городской среде 224
Богушевич А.Я. Способ минимизации систематических погрешностей ультразвукового термометра, обусловленных временными задержками сигнала и температурными изменениями конструкции 228
Брюханов И.Д., Пустовалов К.Н., Ни Е.В., Животенюк И.В., Стыкон А.П., Самохвалов И.В. Исследования зеркальных облаков верхнего яруса по данным измерений наземным поляризационным лидаром и спутниковым радиометром 232
Дарьин А.В. Поиск и исследование элементного состава микрочастиц в различных депонирующих средах методом РФА с синхротронным излучением 236
Жукова В.А., Красненко Н.П., Пустовалов К.Н., Раков А.С. Анализ температурных инверсий нижнего слоя атмосферы на примере города Томска 237
Зуев С.В. Определение высоты перистых облаков по панорамным изображениям неба 242
Кураков С.А. Опыт использования атмосферно-почвенного измерительного комплекса «АПИК» в Арктике 246
Оглезнева М.В., Веретенникова Е.Э., Нагорский П.М., Пустовалов К.Н., Сат А.А., Смирнов С.В. Влияние Бакчарского болота на содержание аэроионов 248
Почуфаров А.О., Сакерин С.М. Концепция создания автоматизированного комплекса сбора аэрозольной и метеорологической информации 252
Федоров Д.В., Алексеева М.Н., Ященко И.Г., Русских И.В. Оценка состояния природной среды на территории нефтяного месторождения Западной Сибири 255
Шуклина Е.С., Воропай Н.Н., Черкашина А.А. База данных GSDE (Global Soil Dataset for Earth system models): сравнение параметров и значений гранулометрического состава почв и грунтов с результатами натурных наблюдений (на примере Тункиской котловины) 259

Секция 1
Современное состояние и тенденции изменения климата Северной Евразии

МОЩНОСТЬ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД О. НОВАЯ СИБИРЬ: РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Гаврилов А.В.[1], Малахова В.В.[2], Пижанкова Е.И.[1], Попова А.А.[3]
[1]Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет
[2]Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН (г. Новосибирск)
[3]ООО «Северные Изыскания» (г. Москва),
malax@sscc.ru

Многолетнемерзлые породы (ММП) Новосибирских островов изучены крайне слабо. Изучение их состояния обусловлено, прежде всего, возрастающим значением арктической зоны, оценкой нефтегазового потенциала прилегающего шельфа и перспективами превращения Северного морского пути в важнейшую международную транспортную артерию.

На севере Евразии, где ММП имеют сплошное распространение, в меридиональном направлении наибольшие их мощности свойственны Восточно-Сибирском сектору, сокращаясь к западу и востоку от него. Именно к этому сектору приурочены наиболее мощные (1500 м) отрицательно-температурные толщи пород Сибирской платформы. Это обусловлено низким внутриземным тепловым потоком (13-20 мВт/м^2) и плейстоценовым возрастом криолитозоны. Мощность ММП при этом полностью соответствует среднегодовым температурам пород, изменяющимся от -5…-7 на юге сектора до -10…-11°С на побережье.

Сведения о мощности ММП Новосибирских островов получены в 1970-х гг. в результате геологической съемки, сопровождавшейся геотермическими наблюдениями в скважинах. По этим скважинам выяснено, что верхней 100-200 метровой части разреза независимо от геологического строения и рельефа свойственны большие (до 5-6°С/100 м) геотермические градиенты. Рассчитанная по градиенту в верхней 100-200 метровой толще пород мощность ММП не превысила 250-300 м [1, 2]. Эти значения мощности в пределах сектора 133-150°в.д. оказались ниже, чем на побережье континента, хотя остров находится в 300-450 км севернее.

Вышесказанное свидетельствует, что представления о мощности ММП на Новосибирских островах основываются на ее экспертных оценках, полученных 40 лет назад. Между тем, в течение 2000 гг. получены новые данные по истории геологического развития восточных островов Анжу. Они позволяют решить задачу, поставленную перед настоящим исследованием: установить причины более низких значений мощности мерзлых толщ. Задача решается с помощью математического моделирования. Исследования проводятся путем анализа фактических данных, построения концептуальной модели (сценария) палеогеографических событий и численного математического моделирования.

На о. Новая Сибирь нет палеотемпературных данных, необходимых для построения сценария. Поэтому для его создания используются изотопные палеотемпературные кривые, полученные по ледниковым кернам Восточной Антарктиды или Гренландии, которые отражают ход глобальных колебаний климата. Они трансформируются с помощью региональных палеотемпературных реконструкций [3]. Сценарий для последних 200 тысяч лет

построен в соответствии с геологическими данными 2000-х гг., зафиксировавшими существование оледенения в прошлом [4-6]. Оледенение развивалось в морских условиях. Каркас сценария составила модель гляциоизостатических движений земной коры [7].

Палеогеографический сценарий, построенный по этим и глобальным температурным данным, состоял из четырех этапов.

Первый 200-190 тысяч лет назад (тыс.л.н.) был морской. Начальные мерзлотно-температурные условия: мерзлоты не было. Температура придонной воды -1°С.

Второй этап (190-127 тыс.л.н.) определялся оледенением конца среднего плейстоцена.

Третий этап – этап дегляциации (127-70 тыс.л.н.) характеризовался охлаждающим влиянием деградирующего ледника. Оно было столь велико, что самое теплое время в плейстоцене – казанцевское межледниковье (МИС-5е) - в регионе не проявилось. Вместо этого в течение большей части казанцевского времени формировался быччагыйский ледовый комплекс [8].

Четвертый этап – последние 70-55 тыс.л.н. - был этапом промерзания в субаэральных условиях. Начало его – 70 тыс.л.н. было задано в соответствии с радиоуглеродными датировками остатков представителей мамонтового комплекса [6]. На севере, где остатки ледника и перекрывавшие его морские отложения канарчакской свиты выходят на поверхность, задано, что осушение происходило позже – около 55 тыс.л.н.

Тестирование палеогеографического сценария сделано по данным скважины, где геотермические наблюдения проведены до глубины 200 м (участок 1, рис. 1). Для расчета теплового состояния многолетнемерзлых пород используется одномерная модель теплофизических процессов в донных отложениях с учетом фазовых переходов между мерзлым и талым грунтом [9, 10]. В результате численного моделирования получены модельные термограммы, которые отражают чередование низкотеплопроводных угленосных толщ и более теплопроводных песчано-глинистых толщ деревяногорской свиты позднего мела. Оценка мощности мерзлоты по указанным термограммам дает значения от 255 до 280 м. Это на 20-45 м больше величины, рассчитываемой по натурным данным.

Верификация сценария дала возможность использовать его для расчета мощности мерзлых пород в различных частях о. Новая Сибирь, рис. 1. В результате моделирования получено, что в четырех из пяти районов мощность мерзлых пород составляет от 270-280 до 330 м. И только один район характеризуется значением, превышающем 650 м (рис. 2). Это район неглубокого (60 м) залегания фундамента эпикиммерийской плиты Восточно-Сибирского шельфа.

Первые четыре района с меньшей мощностью мерзлоты характеризуются рыхлым мезо-кайнозойским чехлом мощностью от 300 до 500 м. Высокая влажность пород чехла, обусловливая большие затраты тепла на фазовые переходы в процессе промерзания-оттаивания, определяет их относительно неглубокое промерзание. И наоборот, малая мощность чехла – 60 м – и почти полуторакилометровая толща практически безводных юрских высокотеплопроводных песчаников, алевролитов, аргиллитов в районе неглубокого залегания фундамента определяет формирование мерзлых пород мощностью более 650 м.

Помимо теплопроводности большое значение на глубину промерзания пород имеет температуры замерзания поровой влаги. Ее высокие значения в разрезах севера острова дают возможность проявиться охлаждающему действию морской воды (рис. 2). Морской период в середине позднего плейстоцена здесь продолжался 33 тыс. лет, на 15 тыс. лет дольше, чем на юге острова. Однако он не сказался на сокращении мощности мерзлоты в этот период. На севере острова оттаивание «забуксовало» на глубинах 50 и 90 м соответственно (рис. 2, уч. 3 и 4) в силу противодействия волны холода, существовавшей весь этот период в связи с температурой морской воды, равной -1,8°С. Противодействие обусловливалось разностью температур морской воды и замерзания поровой влаги. На участке 3 она составляла -1,5, на участке 4 - -1,8°С.

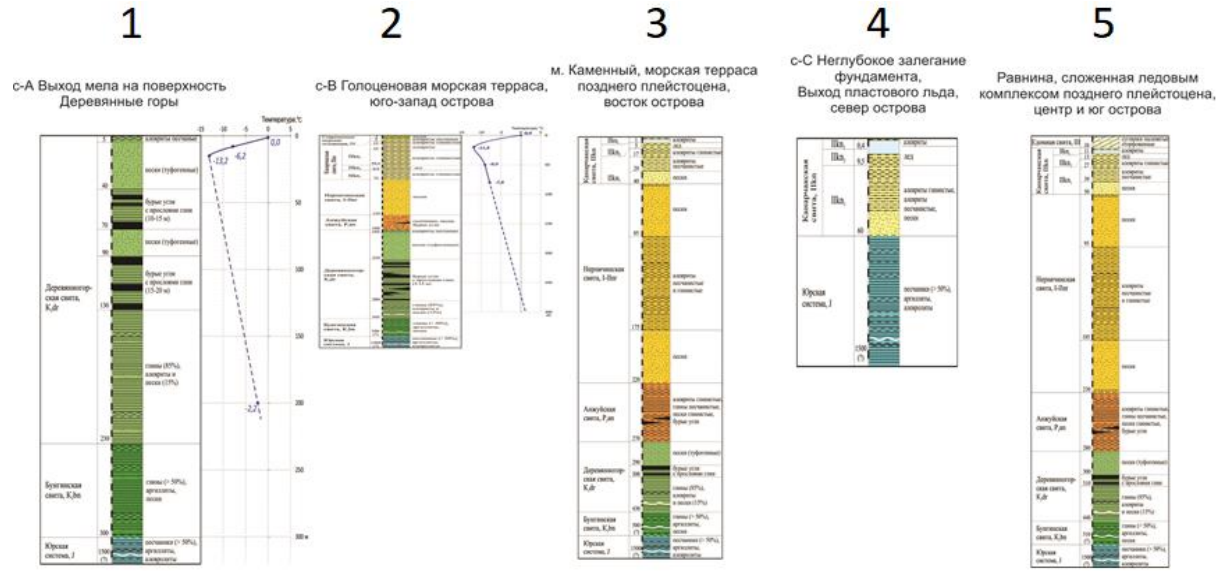


Рисунок 1. Разрезы участков, заданные для оценки мощности мерзлых пород о. Новая Сибирь: 1 – выход меловых пород на поверхность (урочище Деревянные горы); 2 - участок морской голоценовой террасы (юго-запад острова); 3 – м. Каменный, восток острова; 4 – район неглубокого залегания фундамента, север острова; 5 – равнина, сложенная отложениями ледового комплекса позднего плейстоцена (юг острова).

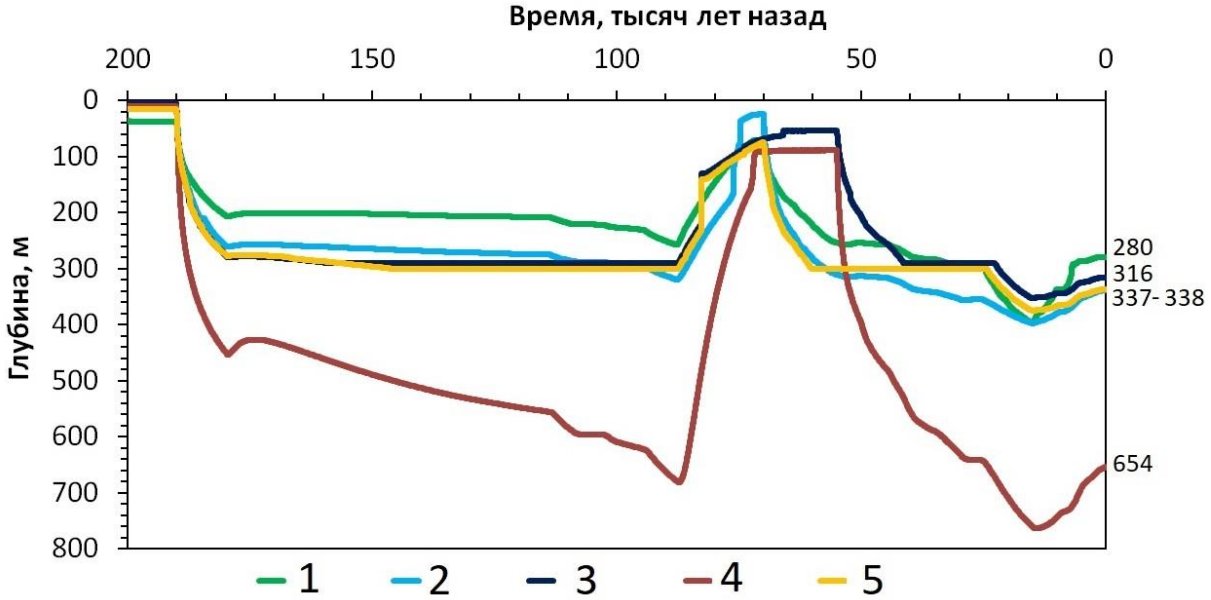


Рисунок 2. Эволюция мощности мерзлых толщ о. Новая Сибирь в последние 200 тысяч лет на участках 1, 2, 3, 4, 5, представленных на рис. 1.

Роль истории геологического развития выявляется при сопоставлении мощности мерзлых пород острова Новая Сибирь и прибрежных районов континента, расположенных южнее. Мощность мерзлой толщи Новой Сибири, где она сверху представлена рыхлыми отложениями, на 120-170 м меньше, чем на участке скважины Ильдикиллях [11] на континенте, хотя он находится в 500 км южнее. Там, где разрез представлен преимущественно скальными породами (участок 4 и скважина в Тикси), мощность одинакова, несмотря на разницу в их широтном положении в 400 км.

Разница в мощности обусловлена существенно меньшим сроком существования острова в субаэральных условиях. Оно длилось всего 55-70 тыс. лет, тогда как субаэральная

обстановка на континенте существовала по меньшей мере в течение всего плейстоцен-голоцена.

Выводы

1. Формирование мощности мерзлых пород острова обусловливается историей геологического развития региона. Она определила в последние 200 тысяч лет развитие криосферы Новой Сибири.

2. Меньшая мощность мерзлых пород о. Новая Сибирь, чем на побережье континента, обусловливается существенно меньшим временем их существования и промерзания в субаэральных условиях.

3. Большую роль в формировании мощности мерзлых пород о. Новая Сибирь играют также состав, водно-физические и теплофизические свойства пород.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИВМиМГ СО РАН (проект 0215-2021-0003) и при поддержке гранта РФФИ (проект 19-05-00409).

1. Соловьев В.А. Прогноз распространения реликтовой субаквальной мерзлой зоны (на примере восточно-арктических морей) // Криолитозона арктического шельфа. Якутск: Изд. ИМ СО АН СССР. 1981. С. 28-38.

2. Зайцев В.А. Яно-Колымский регион // Геокриология СССР. Восточная Сибирь и Дальний Восток. М.: Недра. 1989. С. 240-279.

3. Гаврилов А. В. Типизация арктических шельфов по условиям формирования мерзлых толщ // Криосфера Земли. 2008. Т. 12. № 3. С. 69–79.

4. Анисимов М.А., Тумской В.Е., Иванова В.В. Пластовые льды Новосибирских остров как реликт древнего оледенения // Материалы гляциологических исследований. 2006. № 101. С. 143-145.

5. Басилян А.Э., Никольский П.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. Возраст следов покровного оледенения Новосибирских островов по данным 230Th/U - датирования раковин моллюсков // Строение и история развития литосферы. М.: Paulsen. 2010. С. 506-514.

6. Тумской В.Е. Особенности криолитогенеза отложений Северной Якутии в среднем неоплейстоцене – голоцене // Криосфера Земли. 2012. Т. XVI. № 1. С. 12-21.

7. Gavrilov A., Malakhova V., Pizhankova E., Popova A. Permafrost and Gas Hydrate Stability Zone of the Glacial Part of the East-Siberian Shelf // Geosciences. 2020. V. 10 (12). P. 484. https://doi.org/10.3390/geosciences10120484

8. Wetterich S., Tumskoy V., Rudaya N., Kuznetsov V. et al. Ice complex permafrost of MIS5 age in the Dmitry Laptev Strait coastal region (East Siberian Arctic) // Quarternary Science Reviews. 2016. №147. P. 298–311.

9. Малахова В.В., Елисеев А.В. Влияние диффузии солей на состояние и распространение многолетнемёрзлых пород и зоны стабильности метан-гидратов шельфа моря Лаптевых // Лёд и Снег. 2020. Т. 60. № 4. С. 533-546. https://doi.org/10.31857/S2076673420040058.

10. Malakhova, V.V. Estimation of the subsea permafrost thickness in the Arctic Shelf // Proceedings SPIE: 24nd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. 2018. V. 10833. P. 108337T.

11. Девяткин В.Н. Тепловой поток криолитозоны Сибири // Новосибирск: Наука. 1993. 165 с.

ИЗМЕНЕНИЕ РЕЖИМА УВЛАЖНЕНИЯ ЛАНДШАФТНЫХ ЗОН ЮЖНОЙ СИБИРИ

Долгова Н.В.[1], Волкова М.А.[1], Чередько Н.Н.[2], Кужевская И.В.[1]
[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет, mv2101@mail.ru, nata.dolgova59@gmail.com
[2]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск), atnik3@rambler.ru

В последние десятилетия отмечается заметное изменение как глобального, так и регионального климата. Известно, что одни и те же погодно-климатические состояния могут формировать различные климатические эффекты в зависимости от региона. Вполне естественно, что эти эффекты различаются для одних и тех же типов ландшафтов по степени выраженности. В ряде работ показано, что в период современного потепления климата происходит смещение к северу климатических зон, в частности, усиление аридизации степей [1]. В докладе МГЭИК, обобщающем наиболее значимые исследования в проблеме изменения климата [2], приведены выводы относительно современной климатогенной динамики степной зоны. Постулируется усиление аридизации степей на фоне роста глобальной температуры в различной степени в разных частях степной зоны. Тем не менее, в ходе предварительных теоретических исследований обнаружено, что некоторые участки внутриконтинентальных степей характеризуются накоплением биомассы вследствие роста увлажненности на фоне роста температуры [3].

Целью работы является исследование режима увлажнения, влияющего на растительность ландшафтов юга Сибири в условиях современных изменений климата.

Территория исследования располагается в пределах 50°с.ш. – 55°с.ш. и 60°в.д. – 110°в.д. Протяжённость территории с севера на юг обуславливает распределение различных природных зон и горных областей высотной поясности: тайга, смешанные леса, лесостепь и степь.

В работе использованы суточные данные регулярной метеорологической сети по 32 станциям за период с 1971 по 2019 год гг. из архива Всероссийского научно-исследовательского института гидрометеорологической информации – Мирового центра данных (ВНИИГМИ–МЦД) [4].

Увлажненность территории определяется соотношением приходной и расходной составляющих водного баланса почв, т. е. соотношением суммы осадков и испарения. Испарение в значительной мере зависит от температуры и влажности воздуха, облачности, скорости ветра и других факторов [5].

В качестве характеристики увлажнённости используют множество показателей в виде тех или иных функций от суммы осадков и максимально возможного испарения (т.е. испаряемости). Среди известных показателей рассмотрим гидротермический коэффициент Селянинова (ГТК), индекс сухости Будыко (ИС) и коэффициент увлажнения Сапожниковой (КУ).

Оценка динамики сумм осадков за май-сентябрь показала на большей части территории тенденцию к увеличению со скоростью до 18.1 мм/10 лет (ст. Верхняя Гутара). На 10 рассматриваемых станциях (большей частью Алтайского края и республики Алтай) зафиксированы отрицательные тренды со скоростью до 12.0 мм/10 лет (ст. Яйлю).

Рассматривая пространственное распределение ГТК по исследуемой территории следует отметить, что западный и юго-западный район исследуемой территории относится к засушливой зоне. К переувлажнённой зоне относится северо-восточная часть рассматриваемой территории (ст. Иркутск, Тунка, Тулун и др.) и в центральной части (станция Яйлю). Максимальное значение ГТК наблюдается на станции Верхняя Гутара и составляет 3.0 (переувлажнённая зона). К умеренно влажной зоне (1.2 – 1.5) относятся такие станции как: Балаганск, Жигалово, Кяхта. Расчет и оценка линейных трендов показала

слабовыраженные статистически не значимые тенденции ГТК. При этом, сравнение двух десятилетий 1971 – 1980 гг. и 2010 – 2019 гг. показало заметное продвижение засушливой зоны на расстояние до 250 км (в районе ст. Омск) с районов Северного Казахстана на территорию юга Западной Сибири. Кроме этого происходит смещение переувлажнённой зоны (ГТК≥1,6) с севера Иркутской области (станции Верхняя Гутара, Нижнеудинск) на юг территории (республика Хакасия, Тыва).

Пространственное распределение коэффициента увлажнения С.А. Сапожниковой находится в диапазоне от 0.4 (ст. Кызыл) до 2.0 (ст. Яйлю). При приближении показателя к единице, климатические условия становятся влажными и избыточно влажными, а при 0.5 – это условия степи. Северо-восточный и восточный район исследуемой территории находится в условиях избыточной влажности. Аналогично ГТК, скорость изменения КУ не отражает значимых тенденций в изменении увлажнения территории. Сравнение десятилетий до 1980 года и после 2010 года показало отступание более влажной зоны с районов юга Западной Сибири (станции Славгород, Камень на Оби) в северном направлении.

Индекс сухости М.И Будыко находится в диапазоне от 0,4 на станции Яйлю до 1,9 на станции Кызыл. На большей части территории отмечается положительная скорость роста со значениями до 0,21/10 лет (ст. Иркутск). Сравнение пространственного распределения индекса сухости по десятилетиям показало, что в последнее десятилетие заметно уменьшение засушливости в районе Республики Тыва. Так, значение индекса сухости в десятилетие (1971 – 1980 гг.) составило 2.0, а в период с 2010-2019 – 1.8.

Комплексный анализ характеристик увлажнения территории Южной Сибири позволяет сделать вывод: на фоне увеличения осадков за период с мая по сентябрь на большей части территории, фиксируется продвижение засушливой зоны (зоны степей) с территории северного Казахстана в направлении на юг Западной Сибири (Омская, Новосибирская области), а также, повышение увлажнения на территории республик Хакасия и Тыва.

1. Худяков О.И., Решоткин О.В. Эволюция почв в связи с современным потеплением климата // Теоретическая и прикладная экология. 2017. № 2. С. 38-43.

2. Изменения климата, 2013 г.: Физическая научная основа. Вклад Рабочей группы I в Пятый оценочный доклад Межправительственной группы экспертов по изменению климата / Стокер Т.Ф., Цинь Д., Платтнер и др. Кембридж юниверсити пресс, Кембридж, Соединенное Королевство и Нью-Йорк, США. 2013. 222 с.

3. Курбатская С.С., Прудникова Т.Н., Монгуш Ч.О., Курбатская С.Г. Анализ изменений пастбищных угодий Тувы и их продуктивности с учетом климатических особенностей // Экосистемы Центральной Азии: исследования, сохранение, рациональное природопользование: материалы XI Убсунурского междунар. симп. – Кызыл: РИО Тувинского гос. ун-та, 2012. 3-8 с.

4. Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных. Электронный ресурс. URL: http://meteo.ru/date/162-temperature-precipitation (дата обращения 20 января 2020).

5. Грингоф И.Г., Павлова В.Н. Основы сельскохозяйственной метеорологии. Том 3. Основы сельскохоз метеорологии Учебное пособие. // Обнинск, ФГБУ "ВНИИГМИ-МЦД", 2013. 384 с.

МНОГОЛЕТНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ГЛУБИНУ СЕЗОННОГО ПРОТАИВАНИЯ НА СЕВЕРЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Иванова А.А.
Институт криосферы Земли ТюмНЦ СО РАН (г. Тюмень), ananivanova@yahoo.com

Современные климатические изменения оказывают существенное влияние на районы распространения вечной мерзлоты. Верхняя часть криолитозоны может быть чувствительным индикатором климатических изменений в регионах с малой мощностью и высокой плотностью снежного покрова [1]. Поэтому до сих пор актуально оценивать влияние температуры воздуха на глубину сезонно-талого слоя (СТС) в зависимости от регионального климата.

Потепление климата на севере Западной Сибири наблюдается с 1970 года и проявляется в повышении среднегодовой температуры воздуха и увеличении продолжительности тёплого периода [2]. Поэтому была проанализирована многолетняя динамика среднегодовой температуры воздуха и сумм положительных температур (индекс протаивания) для метеостанций северо-запада Западной Сибири. С помощью корреляционного анализа проведена оценка влияния климатических изменений на временную и пространственную динамику глубины сезонного протаивания.

В работе использованы данные по температуре воздуха с портала ВНИИГМИ-МЦД [3] и данные по глубине СТС с сайта программы Циркумполярного мониторинга деятельного слоя (Circumpolar Active Layer Monitoring – CALM) [4].

Анализ изменения температуры воздуха проведен для пяти метеостанций северо-западного сектора Западной Сибири: Им. М.В. Попова (73,33° с.ш., 70,05° в.д.), Марре-Сале (69,72° с.ш., 66,8° в.д.), Новый Порт (67,68° с.ш., 72,88° в.д.), Салехард (66,53° с.ш., 66,68° в.д.) и Надым (65,47° с.ш., 72,67° в.д.) (рис. 1).

Среднегодовые температуры рассчитаны за календарный год. Распределение среднегодовых значений имеет общий характер для всех метеостанций и не выходит из области отрицательных значений. Так как наблюдения на метеостанциях начались в разные годы, тренды рассчитаны для трех периодов: за 62, 85 и 97 лет. В среднем по метеостанциям они составили 1,3 °С – с 1924, 1,8 °С – с 1936 и 5,8 °С – с 1959 г.

Суммы положительных температур рассчитаны с начала и до конца тёплого периода. Теплый период в Западной Сибири начинается в мае–июне и заканчивается в октябре. Длительность теплого периода в среднем составила 104 дня на о. Белом, 117 дней в Марре-Сале, 126 дней в Новом Порту и 141 день в Салехарде и Надыме. Для сопоставления трендов суммы положительных температур были разделены на среднюю длительность теплого периода, и по этой величине были рассчитаны тренды. Они составили 1,8 °С – с 1924, 2 °С – с 1936 и 4,3 °С – с 1959 г. Длительность теплого периода в среднем выросла на 13 дней относительно 1924 г.

Графики исходных временных рядов имеют сильно колебательный характер в связи с большой межгодовой изменчивостью. Поэтому для погашения короткопериодных колебаний были рассчитаны 10-летние скользящие средние. По изменению среднегодовой температуры выделены: потепление 30–40ых, похолодание 50–60ых, потепление 70–80ых гг., небольшое похолодание 90ых и современное потепление с конца XX века, продолжающееся по настоящее время. Индекс протаивания имеет общий многолетний ход со среднегодовой температурой воздуха, только потепление 30–40ых, разбивается небольшим похолоданием.

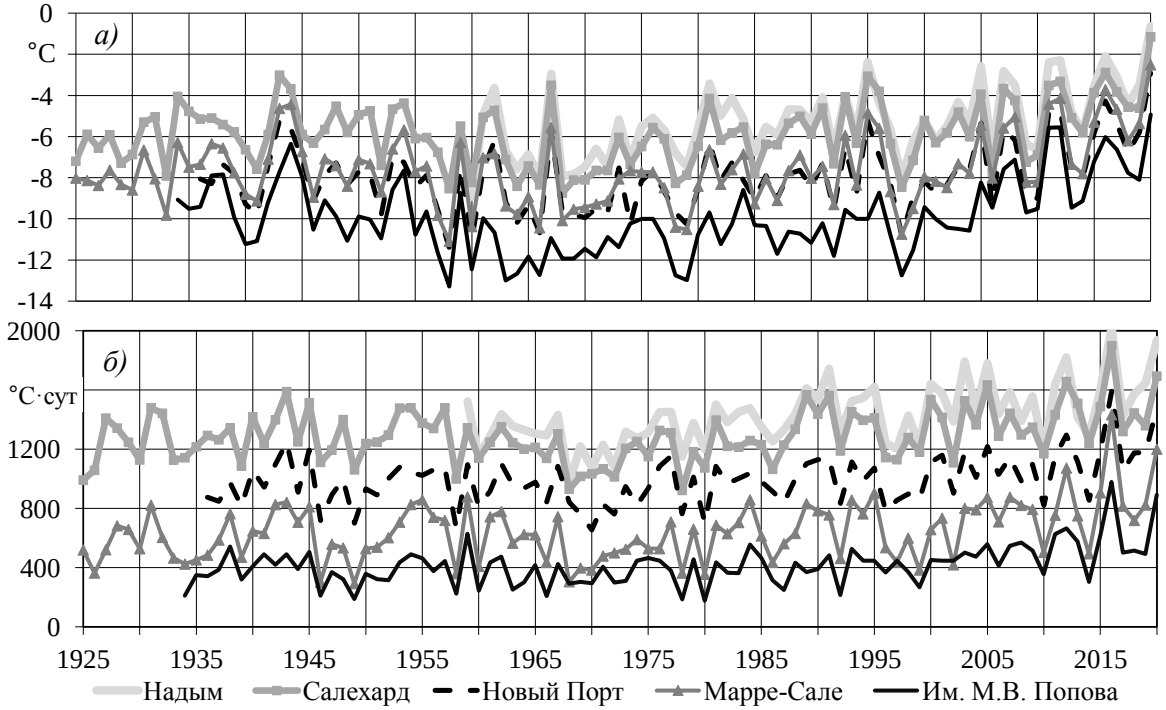


Рисунок 1. Изменения среднегодовой температуры воздуха (а) и сумм положительных температур (б) по метеостанциям северо-западного сектора Западной Сибири с 1925 по 2020 гг.

Постоянные наблюдения за глубиной сезонного протаивания ведутся с конца прошлого века. Измерения глубины СТС проводятся в конце теплого сезона, в августе–сентябре, реже в октябре. В работе использованы наблюдения со стационаров Надым (65,31° с.ш., 72,86° в.д.), Марре-Сале (69,72° с.ш., 66,75° в.д.), Васькины Дачи (70,28° с.ш., 68,90° в.д.), Остров Белый (73,33° с.ш., 70,09° в.д.), Октябрьский (66,71° с.ш., 66,57° в.д.), Лабытнанги (66,70° с.ш., 66,36° в.д.) и Еркута (68,23° с.ш., 69,14° в.д.). Наиболее длительные ряды наблюдений есть по площадкам Надым [5], Марре-Сале [6] и Васькины Дачи [7] (рис. 2).

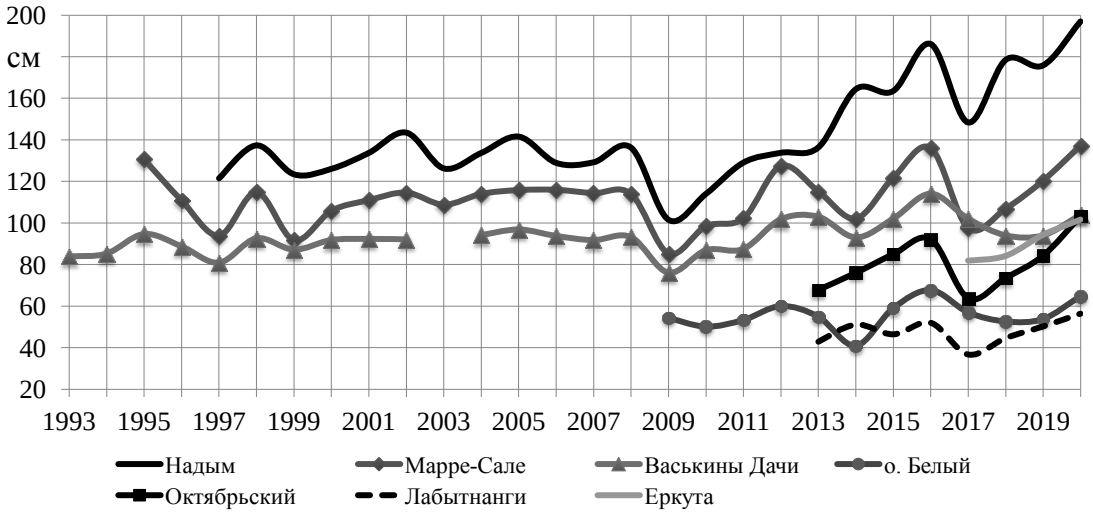


Рисунок 2. Межгодовая динамика глубины СТС на площадках CALM северо-западного сектора Западной Сибири с 1993 по 2020 гг.

Средняя по площадкам глубина СТС в целом изменяется синхронно (рис. 2), имея общие локальные экстремумы: минимумы 1997, 1999, 2003, 2009, 2014, 2017 гг. и максимумы 1995, 1998, 2008, 2012, 2016 и 2020 гг. Наименьшие значения приходятся на 2009 г., в этом году

измерения на площадках Марре-Сале и Васькины Дачи были проведены в начале августа. Наибольшие значения глубины СТС наблюдаются в 2016 и 2020 гг. Стоит отметить, что, начиная с 2014 года, средняя глубина СТС на площадке Надым значительно повышается относительно остальных и к 2020 г. достигает 200 см практически по всем пикетам площадки.

Влияние климатических изменений на временную и пространственную динамику глубины СТС оценивалось при помощи корреляционного анализа. Коэффициенты корреляции рассчитывались по площадкам для каждой конкретной точки (пикета) за весь период наблюдений. Для площадок выбраны ближайшие метеостанции.

Статистически значимые коэффициенты корреляции с глубиной протаивания на 5%-ом уровне значимости получены для площадок остров Белый, Марре-Сале и Васькины Дачи. Наиболее высокие коэффициенты корреляции, осредненные по этим площадкам, выявлены между глубиной сезонного протаивания и суммами положительных температур и составили 0,8 для о. Белый, 0,66 для Марре-Сале и 0,61 для Васькиных Дач. Коэффициенты корреляции для площадок Надым, Октябрьский и Лабытнанги оказались статистически незначимыми на 5%-ом уровне.

Работа выполнена по госзаданию № 121041600042-7 при поддержке гранта РФФИ № 18-55-11005 Механизмы, траектории и пятнистость изменений Арктических экосистем, вызванных потеплением климата (КлимЭко).

1. Павлов А.В. Тренды современных изменений температуры почвы на севере России // Криосфера Земли. 2008. Т. XII. № 3. С. 22–27.

2. Павлов А.В., Малкова Г.В. Современные изменения климата на севере России. Новосибирск: Акад. изд-во «Гео». 2005. 80 с.

3. Российский гидрометеорологический портал: электронная база метеорологических данных международного обмена ВНИИГМИ-МЦД. URL: http://www.meteo.ru (дата обращения 27.09.2020).

4. Circumpolar Active Layer Monitoring Network-CALM: Long-Term Observations of the Climate-Active Layer-Permafrost System. URL: https://www2.gwu.edu/~calm/ (дата обращения 15.11.2020).

5. Васильев А.А., Гравис А.Г., Губарьков А.А., Дроздов Д.С., Коростелев Ю.В., Малкова Г.В., Облогов Г.Е., Пономарева О.Е., Садуртдинов М.Р., Стрелецкая И.Д., Стрелецкий Д.А., Устинова Е.В., Широков Р.С. Деградация мерзлоты: результаты многолетнего геокриологического мониторинга в Западном Секторе российской Арктики // Криосфера Земли. 2020. Т. XXIV. № 2. С. 15–30.

6. Васильев А.А., Облогов Г.Е., Стрелецкая И.Д., Федин В.А., Широков Р.С., Задорожная Н.А. Температурный режим верхнего горизонта многолетнемерзлых пород в переходной области от суши к морю на примере западного Ямала // Криосфера Земли. 2017. Т. XXI. № 4. С. 34–42.

7. Бабкина Е.А. Лейбман М.О., Дворников Ю.А., Факащук Н.Ю., Хайруллин Р.Р., Хомутов А.В. Активизация криогенных процессов на территории Центарльного Ямала как следствие региональных и локальных изменений климата и теплового состояния пород // Метеорология и гидрология. 2019. № 4. С. 99–109.

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ТЕМПЕРАТУРНО-ВЛАЖНОСТНЫХ ПОКАЗАТЕЛЕЙ И ЯВЛЕНИЙ В ТОМСКЕ

Кижнер Л.И., Барашкова Н.К., Носырева О.В.
Национальный исследовательский Томский государственный университет, kdm@mail.tsu.ru, nkbar@sibmail.com, nosyreva@mail.ru

В РФ, как и во многих других странах, под эгидой ВМО ведется мониторинг изменений климата с целью адаптации общества к новым климатическим реалиям и уменьшения возможных негативных последствий. При этом анализ изменений климата ведется либо с помощью прогностических климатических моделей, отражающих изменения в разных регионах, либо с использованием фактических наблюдений. Общепризнано, что одним из проявлений климатических изменений является увеличение изменчивости и экстремальности климата, что приводит уже сейчас к увеличению количества опасных явлений и ущерба от них [1-3].

Целью настоящей работы является изучение тенденций некоторых температурно-влажностных характеристик и связанных с ними переходов температуры через 0°С, туманов, зимних осадков по материалам архивов ВНИИГМИ-МЦД. Представлены характеристики, не рассчитываемые раньше [4].

В работе для оценки числа переходов температуры воздуха через 0 °С (период 1926-2017 гг.), характеристик туманов и снегопадов (период 1977-2017 гг.) использованы архивы данных ВНИИГМИ МЦД [5]. Зимне-весенний период включал месяцы декабрь – май, летне-осенний – июнь – ноябрь.

При анализе снегопадов использованы такие виды как снег, мокрый снег, ливневый снег, ливневый мокрый снег – так они представлены в Архиве. Туманы и снегопады рассмотрены по трем градациям – слабые, умеренные, сильные.

Характеристики переходов температуры через 0 °С.

Крайние значения числа переходов в течение зимне-весеннего периода могут изменяться от 20 до 59 (в среднем 38), а амплитуды суточных колебаний от 8 до 13 °С (в среднем 11°С). Аналогичные характеристики на летне-осеннем периоде составляют от 7 до 47 переходов (в среднем 25) и от 5 до 11°С (в среднем 8 °С). Таким образом, число переходов и амплитуда суточных колебаний температуры в дни с переходами больше на периоде зима – весна.

Характеристики, имея большую межгодовую дисперсию, в то же время не имеют статистически значимого изменения в целом за 90 лет. При этом можно отметить, что в первые 30 лет изменчивость была больше, чем в последующие годы. Среднегодовое число переходов за весь период составило 63 (за последний тридцатилетний период –63,8). По данным СНиП23-01-99 [6] для Томска число переходов равно 66. Таким образом, данные СНиП незначительно завышены.

Туманы. Суммарное ежегодное число дней с туманами изменяется от 9 до 46, среднее за период – 22 дня (рис. 1). Распределение за период близко к периодической функции и имеет максимальные значения в 1981, 1994, 2007, 2013 годах. Отмечается существенное увеличение среднегодового числа дней с туманом за последнее десятилетие, начиная с 2007 года, оно составило 35 за период. В предшествующий климатический период (1936-1980 гг.), среднегодовое число дней с туманом составляло 28.

В годовом ходе чаще туманы образуются в летние месяцы – июль, август, что связано с высокими значениями влажности воздуха и испарением водяного пара с подстилающей поверхности. Наибольшая повторяемость туманов отмечается в августе. Следует отметить, что в Томске отмечается наибольшее среднегодовое число туманов по сравнению с другими станциями области.

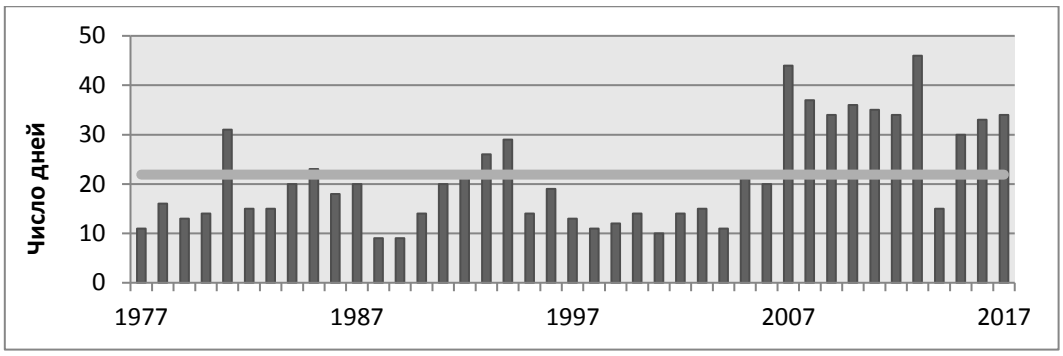


Рисунок 1. Ежегодные значения числа дней с туманом за период исследования. Горизонтальная линия – среднегодовое число дней с туманом за период.

Наиболее часто туманы имеют непрерывную продолжительность не более 1 часа (интегральная повторяемость составляет 20%). Наибольшая продолжительность составила 21 ч. В 90 % случаев непрерывная продолжительность туманов не превышает 5 ч. Интенсивность тумана характеризуется ухудшением метеорологической дальности видимости. Наиболее опасные туманы наблюдаются при видимости 50 м, в умеренных туманах видимость достигает от 50 до 500 м, а при слабом тумане – видимость от 500 м до 1 км.

Расчеты за период показали, что наиболее часто отмечаются слабые туманы – 52% случаев; повторяемость умеренных туманов составила 45% случаев, и минимальная повторяемость приходится на интенсивные туманы – 3%.

Сильные туманы отмечались в период с июня по ноябрь. В последние 20 лет число сильных туманов существенно уменьшилось, а в последние 10 лет, несмотря на увеличение повторяемости туманов в целом, сильных туманов не наблюдалось. Анализ синоптических условий показал, что туманы имеют преимущественно радиационное происхождение. Они наблюдаются при размытых барических полях при преобладании антициклональных условий, при наличии слабых ветров (2–3 м/с), высокой относительной влажности воздуха вечером (более 60%).

Снегопады. Вторая половина периода характеризуется меньшим числом дней с *обложным* снегом и незначительным ростом к концу периода, близким к среднему (126 дней, рис. 2). Линия тренда – парабола – указывает на достоверное уменьшение числа дней с минимальными значениями после 2007 г.

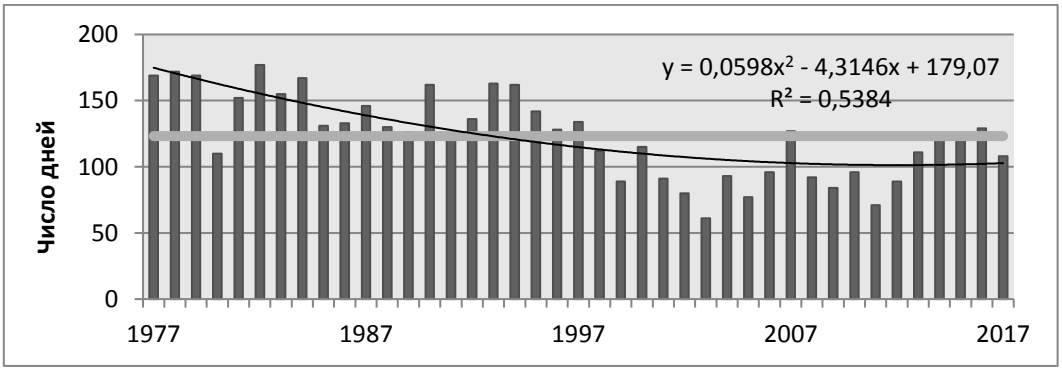


Рисунок 2. Временной ход числа дней с обложным снегопадом. Горизонтальная линия – среднегодовое число дней за период.

Аналогичная картина для ливневого снегопада дана на рис. 3.

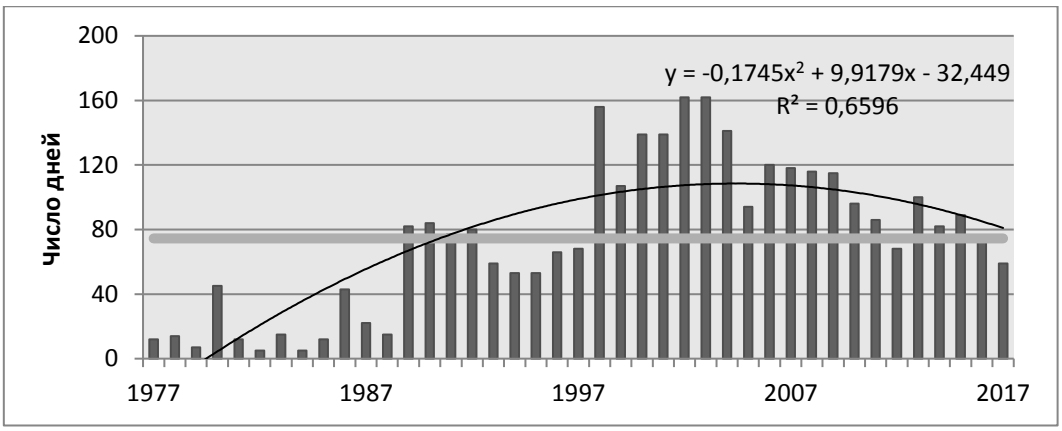


Рисунок 3. Временной ход числа дней с ливневым снегопадом. Горизонтальная линия – среднегодовое число дней за период.

Прослеживается тенденция увеличения числа дней с ливневым снегопадом при уменьшении числа дней с обложным. Линия тренда также наиболее точно описывает изменение числа дней полиномом второй степени и указывает на максимальное число дней с 1998 по 2007 гг. За период наибольшее число дней 162 (2002, 2003 гг.), минимальное – 5 (1982, 1984 гг.), среднее – 76. Таким образом, число дней изменяется за период в несколько десятков раз, что может указывать на методические погрешности в наблюдениях.

Распределение числа дней со снегом в течение года дано в таблице 1.

Таблица 1. Среднемесячное число дней со снегом и продолжительность снегопадов

Характеристики	Месяц										
	1	2	3	4	5	6	9	10	11	12	Год
Обложной снег											
Число дней	23,6	18,9	15,2	6,4	1,6	0,2	0,7	10,8	21,4	27,6	126,4
Продолжительность, ч	160,6	118,2	74,6	24,4	3,8	0,3	1,4	52,7	136,3	191,8	764,1
Число сильных снегопадов	00,9	00,7	00,9	00,5	00,1	00,0	00,1	00,6	11,5	11,2	66,5
Ливневый снег											
Число дней	8,1	8,3	10,9	10,1	3,4	0,0	1,0	10,0	13,5	11,1	76,4
Продолжительность, ч	34,7	31,5	41,1	26,1	7,2	0,1	1,8	39,1	63,8	46,3	291,7
Число сильных снегопадов	00,4	00,7	11,0	00,9	00,1	00,0	00,0	00,5	00,8	00,7	55,1

Наибольшее число дней и наибольшая продолжительность обложного снегопада отмечается в ноябре – январе, с ливневым снегом – в ноябре – декабре, а также октябре, марте – апреле.

В 90 % случаев продолжительность обложных снегопадов не превышает 12 ч, чаще всего она составляет 1–2 ч. Наибольшая продолжительность – одни сутки.

Продолжительность ливневых снегопадов в 90% случаев не превышает 7 ч, наиболее часто они имеют продолжительность 1 ч., в 50% случаев – 2 ч. Наибольшая продолжительность – 21 ч.

Как обложные, так и ливневые снегопады имеют преимущественно слабую интенсивность – 85-83% случаев; средняя интенсивность наблюдается в 12-15%, повторяемость сильных снегопадов составляет 2%.

Выводы.

В отличие от информации, представленной во Втором оценочном докладе, для Томска не обнаружено статистически значимого увеличения числа переходов температуры через 0°С.

Отмечается существенное увеличение среднегодового числа дней с туманом за последнее десятилетие по сравнению с предыдущим 30-летним периодом. При этом повторяемость сильных туманов постепенно уменьшается, а в последние 20 лет они не фиксировались.

Наибольшая продолжительность туманов составила 21 ч. В 90 % случаев непрерывная продолжительность туманов не превышает 5 ч.

Отмечается тенденция уменьшения повторяемости обложных и возрастания ливневых снегопадов.

В холодное время года может отмечаться в среднем 11–12 дней с сильным снегом.

В целом климатические изменения рассмотренных характеристик оказывают разнонаправленное действие на хозяйственную деятельность.

Из положительного влияния можно указать статистическое постоянство числа переходов температуры через 0°С, существенное уменьшение повторяемости сильных туманов.

Отрицательное влияние: увеличение повторяемости туманов; ливневых снегопадов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 18-45-700010 р_а).

1. Доклад о климатических рисках на территории Российской Федерации. – СПб, 2017. – 106 с. URL: meteoinfo.ru › media › books-docs › klim-riski-2017.

2. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М., 2014. – 94 с.

3. Хлебникова Е.И., Дацюк Т.А., Салль И.А. Воздействие изменений климата на строительство, наземный транспорт, топливно-энергетический комплекс / Тр. ГГО. 2014. С. 125–178.

4. Научно-прикладной справочник по климату СССР. Вып.20 (Томская, Новосибирская, Кемеровская области и Алтайский край). Ч 1-6. Многолетние данные. СПб.: Гидрометеоиздат, 1993. 717 с.

5. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. «Описание массива данных» [Электронный ресурс] – URL: http://meteo.ru (17.03.2019).

6. СНиП 23-01-99* «Строительная климатология». – М., 2003.

ВИХРЕВАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ И ИЗМЕНЧИВОСТЬ МЕТЕОВЕЛИЧИН СИНОПТИЧЕСКОГО МАСШТАБА НА ТЕРРИТОРИИ СИБИРИ

Логинов С.В., Поднебесных Н.В.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
logSV13@imces.ru, podnebesnykhnv@inbox.ru

В данной работе проведена оценка связи вихревых процессов в тропосфере Сибири с изменчивостью основных метеовеличин, таких как давление в центрах циклонов и антициклонов (P) и их продолжительность (D). Для различных сезонов года проанализирована изменчивость самих величин, а также флуктуации синоптического масштаба. Характеристики барических образований определялись методом мануального трекинга по приземным синоптическим картам AT_{1000} (00, 06, 12, 18 часов СГВ) и данным реанализа за 1976-2018 гг. Рассматривался уровень от 1000 до 850 гПа. Изучаемая территория была ограничена от 50-70°с.ш. до 60-110°в.д.

Традиционно атмосферная (метеорологическая) изменчивость подразделяется на компоненты, соответствующие разным интервалам временных масштабов [1-3]: *высокочастотная* изменчивость (ВИ, менее 1,5 суток), связанная с влиянием топографии и местных вихрей; *синоптическая* (СИ, 2-7суток), соответствующая среднему периоду продолжительности барического образования (циклона/антициклона) и *низкочастотная* (НИ, 10-30 суток), соответствующая блокирующим образованиям.

Для тропосферы Сибири на уровнях 1000 гПа, 850 гПа по методике, описанной в [3], рассчитывались флуктуации основных метеорологических величин (V): температуры (T), влажности воздуха (q), компонент скорости ветра (u, v и w), высоты геопотенциала (z) и относительной завихренности (ω_0). Вычисления проводились по срочным (6-ти часовым) данным реанализа ERA5 за интервал 1979-2019 гг.

При проведении анализа нами учитывалась изменчивость как самой величины, так и ее составляющих, связанных с соответствующими масштабами временной изменчивости. Величина связанности нормализованных рядов флуктуаций метеовеличин и характеристик барических образований оценивалась по коэффициентам корреляции Пирсона (r).

Для исходных величин (нефильтрованных) статистически значимая ($|r|$ >0,5, при α=0.01) корреляция $\overline{P_Z\omega_O{}'}$ отмечается на геопотенциальной поверхности 1000 гПа между давлением в центре и завихренностью в осенний период для циклонов, определенных с помощью реанализа. Также значимы $\overline{D_A w'}$- корреляции между суммарной продолжительностью антициклонов и вертикальной составляющей ветра (1000 гПа) в осенний период (данные реанализа) и $\overline{D_Z w'}$- для суммарной продолжительностью циклонов и вертикальной составляющей ветра (на 850 гПа) в весенний период для циклонов (данные реанализа).

Для мелкомасштабных барических образований (ВИ масштаб), значимые корреляции между основными величинами, характеризующими состояние атмосферы и характеристиками барических образований проявляются чаше, чем на других временных масштабах. Например:$\overline{P_A q'}$ - между давлением в центрах антициклонов и влажностью в летний период (данные реанализа) на 850 гПа; $\overline{D_Z T'}$,$\overline{D_A T'}$- между суммарной продолжительностью как циклонов, так и антициклонов и приземной температурой в весенний период на 1000 гПа (данные синоптических карт); $\overline{D_Z u'}$, $\overline{D_Z w'}$- между суммарной продолжительностью барических образований и зональной и вертикальной составляющих ветра на 850 гПа (данные реанализа); $\overline{D_A \omega_O{}'}$ - в летний период на 1000 гПа (данные синоптических карт); $\overline{D_A w'}$в осенний период на 1000 гПа (данные реанализа). Также, по данным синоптических карт значима корреляция $\overline{D_Z q'}$ в осенний период на 850 и 1000 гПа. Из результатов анализа следует, что, статистически

значимая линейная связь часто проявляется между флуктуациями характеристик атмосферы ВИ-масштаба и суммарной продолжительностью барических образований.

Для барических образований синоптического масштаба продолжительностью от двух до семи суток отмечается значимая корреляция $\overline{D_Z w'}$в весенний период на 850 гПа (данные реанализа). По данным синоптических карт на 1000 гПа в летний период значимы корреляции $\overline{D_A T'}$, $\overline{D_A v'}$, $\overline{D_A \omega_O{}'}$и $\overline{D_Z w'}$.

Для барических образований продолжительностью от девяти до тридцати суток (масштаб НИ) по данным синоптических карт отмечается значимая корреляция $\overline{P_A T'}$ в весенний период на 850 и 1000 гПа и по данным реанализа корреляция $\overline{D_Z \omega_O{}'}$ на 1000 гПа в весенний период.

В результате проведенной работы было получено, что за изученный период над Сибирью количество барических образований увеличилось, давление в центрах циклонов уменьшилось (они стали более глубокими), а давление в центрах антициклонов выросло (они стали более высокими), продолжительность барических образований уменьшилась, как по данным приземных синоптических карт, так и по данным реанализа. Данные тенденции наиболее заметно выражены в 2012-2018 гг., что может говорить о неустойчивости атмосферы и, как следствие о нестабильности погоды в регионе в данные годы.

Необходимо заметить, что в работе приведены только значимые коэффициенты корреляций. Их анализ позволяет сделать вывод, что наибольшая изменчивость основных метеорологических величин отмечается весной, что связано с частой сменой барических образований и интенсивными процессами цикло- и антициклогенеза в данный период года над изучаемой территорией. От весны к осени флуктуации снижаются и в зимний период практически не наблюдаются, что несомненно обусловлено стационированием Сибирского антициклона над территорией Сибири зимой.

1. Sura P., Hannachi A. Perspectives of Non-Gaussianity in Atmospheric Synoptic and Low-Frequency Variability // J. Climate. 2015. V. 28. P. 5091–5114.

2. Petoukhov V., Eliseev A.V., Klein R. et al. On statistics of the free-troposphere synoptic component: an evaluation of skewnesses and mixed third-order moments contribution to the synoptic dynamics and fluxes of heat and humidity // Tellus A. 2008. V. 60. № 1. P. 11–31.

3. Логинов С.В., Елисеев А.В., Мохов И.И. Влияние негауссовой статистики атмосферных переменных на экстремальные внутримесячные аномалии// Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. №3. С. 307-317.

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕНДЕНЦИИ ИЗМЕНЕНИЯ СРЕДНЕМЕСЯЧНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОГРАНИЧНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ СИБИРИ

Ломакина Н.Я., Лавриненко А.В.
Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН (г.Томск), lnya@iao.ru, gfm@iao.ru

При исследовании потепления климата, отмечаемого в последние десятилетия, главное внимание уделяется проблеме глобального потепления и региональным изменениям климата у земной поверхности [1–4], в меньшей степени исследуются изменения климата свободной атмосферы [5, 6], а особенности долговременных вариаций компонентов климатической системы в пограничном слое атмосферы (ПСА) мало изучены [7]. Кроме того, потепление климата по-разному проявляется в отдельных регионах [1–3]. В одних отмечается совпадение региональных изменений с глобальными, а в других – вместо потепления наблюдается похолодание. Поэтому достаточно актуальным является исследование изменения климата пограничного слоя атмосферы, особенно такого обширного и малоосвещенного данными аэрологических наблюдений региона, как Сибирь.

Настоящая работа продолжает исследования долговременных изменений температуры пограничного слоя атмосферы над территорией Сибирского региона [7], при этом временной ряд аэрологических наблюдений увеличился на 10 лет.

В работе проведен анализ результатов статистической оценки аномалий и долговременных тенденций изменения среднемесячной температуры воздуха пограничного слоя атмосферы Сибирского региона для января и июля за период 1981–2020 гг. по данным десяти типичных аэрологических станций. Две станции (Диксон, Тикси) представляют полярные широты (>70°с.ш.), четыре (Салехард, Туруханск, Якутск, Верхоянск) – субполярные широты (60–70°с.ш.), и четыре станции (Омск, Новосибирск, Чита и Киренск) – умеренные широты (50–60°с.ш.). Основными исходными данными послужили многолетние (1973–2010 гг.) двухразовые (00 и 12 ч. GMT) радиозондовые наблюдения (http://www.weather.uwyo.edu/). Исходные аэрологические данные, представленные на главных изобарических поверхностях (1000, 850 и 700 гПа) и уровнях особых точек, были приведены к системе учащенных геометрических высот: 0, 100, 200, 300, 400, 600, 800, 1000, 1200 и 1600 м (с помощью линейной интерполяции).

В качестве анализируемых параметров использованы среднемесячные аномалии температуры $\Delta\overline{T} = \overline{T}_i - \overline{T}$ в °С (здесь $\overline{T}_i$ – среднемесячное значение температуры воздуха в *i*-ый год, а $\overline{T}$ – норма, полученная для базового периода), рассчитанные на различных высотах пограничного слоя атмосферы для января и июля каждого года для каждой станции. Для расчета аномалий был выбран базовый период с 1973 по 1980 год, когда, согласно [2], для северного полушария отсутствовали какие-либо значимые изменения среднегодовой температуры. Кроме того, для исследования тенденций межгодовых изменений среднемесячных аномалий температуры использован линейный тренд, дающий представление о статистически значимых изменениях случайной переменной метеорологической величины и определяемый по методу наименьших квадратов.

Анализ полученных результатов показал, что характер линейных трендов аномалий среднемесячной температуры в оба рассматриваемые месяца зависит от географического положения станции. Так, в январе (рис.1) положительные тренды температуры воздуха наблюдаются во всем пограничном слое атмосферы на станциях, расположенных в полярных широтах Сибирского региона (станции Диксон и Тикси) (порядка 0,79–1,19°С/10 лет в слое 0–800 м и 0,41–0,78°С/10 лет на высоте 1600 м). Также положительные тренды температуры отмечены на станции Якутск и в умеренной зоне Восточной Сибири (станции Киренск и Чита). При этом максимальный тренд аномалий температуры наблюдается у земной поверхности: 0,31°С/10 лет (Киренск), 0,64°С/10 лет (Чита) и 1,19°С/10 лет (Якутск). Величина

положительных трендов на станциях Якутск и Чита уменьшается с высотой до 0,07–0,64°С/10 лет, а на станции Киренск на высотах 400 и 800 м отмечаются отрицательные тренды температуры воздуха от -0,35°С/10 лет до -0,11°С/10 лет.

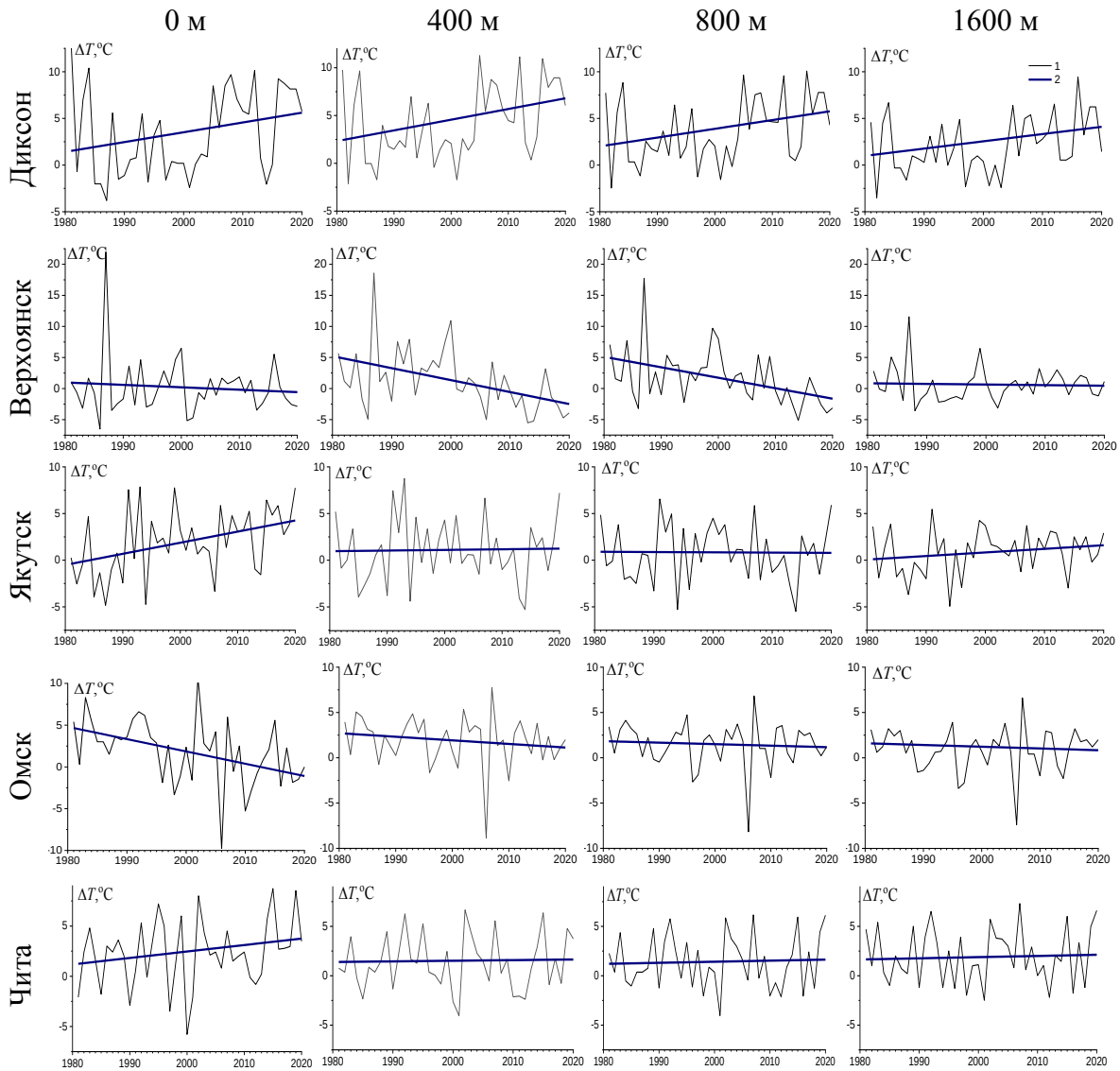


Рисунок 1. Межгодовые изменения среднемесячных аномалий температуры воздуха и их линейные тренды в пограничном слое атмосферы для типичных станций Сибирского региона. Январь.

Также отрицательные тренды температуры (от -0,33 до -0,82°С/10 лет) наблюдаются в январе в субполярных широтах Западной Сибири (станции Салехард и Туруханск), но только вблизи земной поверхности, при этом на высотах ПСА тренды температуры положительные (0,11–0,35°С/10 лет).

Кроме того, в январе отрицательные тренды температуры наблюдаются во всем пограничном слое атмосферы на территории Западной Сибири, а также на станции Верхоянск. При этом в Верхоянске максимальная величина тренда (|1.69–1.93|°С/10 лет) наблюдается на высотах 400 в 800 м. А на станциях Омск и Новосибирск в январе величина отрицательных трендов изменяется от |0,85–1,30|°С/10 лет у земной поверхности до |0,21−0,40|°С/10 лет на высоте 1600 м, что говорит о существенном похолодании здесь климата ПСА в январе за последнее сорокалетие.

Для июля (рис.2) характерно преобладание положительных трендов температуры воздуха на всей территории Сибири во всем пограничном слое атмосферы. При этом

максимальные положительные значения наблюдаются в полярной зоне Западной Сибири (станция Диксон) и в умеренных широтах Восточной Сибири (станции Киренск и Чита). Исключением является станция Омск, где в июле отмечены отрицательные тренды от -0,26 до -0,33°С/10 лет на всех высотах ПСА.

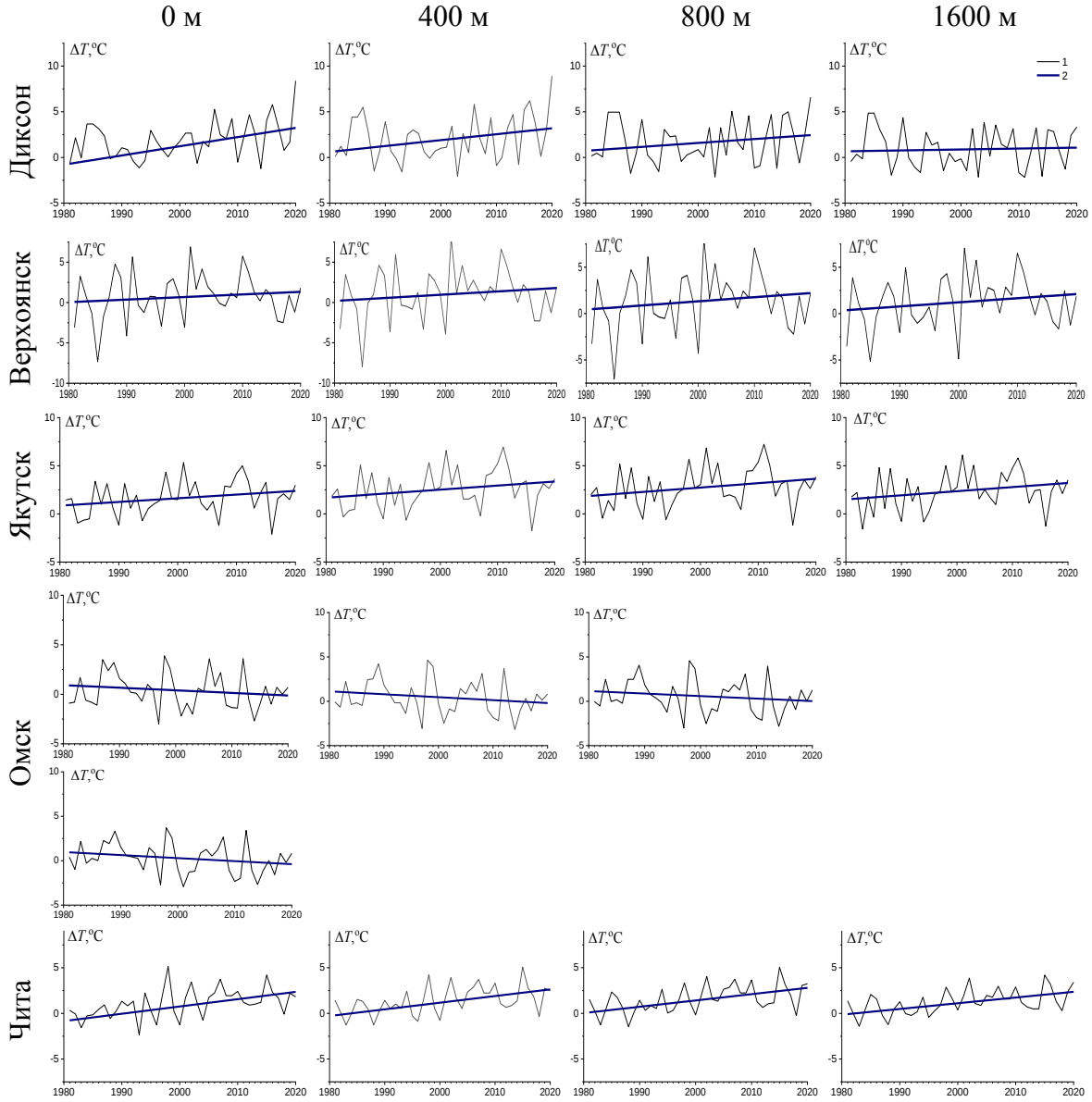


Рисунок 2. Межгодовые изменения среднемесячных аномалий температуры воздуха и их линейные тренды в пограничном слое атмосферы для типичных станций Сибирского региона. Июль.

В июле наибольшие значения положительных трендов аномалий температуры (1,1°С/10 лет) наблюдаются у земной поверхности в полярных районах над территорией Западной Сибири, с высотой величина тренда здесь уменьшается до 0,10°С/10 лет на уровне 1600 м. В то же время в июле над полярными районами Восточной Сибири тренды аномалий температуры хотя и положительные, но значительно меньше по величине (от 0,3°С/10 лет у земной поверхности) и уменьшаются с высотой практически до 0°С/10 лет, а следовательно, летом потепление климата пограничного слоя атмосферы полярной зоны Восточной Сибири происходит с меньшей интенсивностью, чем над полярной территорией Западной Сибири.

В тоже время в июле, как и в январе, в умеренных широтах Восточной Сибири (станции Чита и Киренск) на всех высотах пограничного слоя отмечаются положительные тренды

температуры, которые достигают величины 0,63–0,81°С/10 лет. При этом в июле максимальные тренды наблюдаются во всем пограничном слое атмосферы, в то время как в январе – только у земной поверхности. Из чего следует, что территория умеренной зоны Восточной Сибири характеризуется заметным потеплением в последнее сорокалетие (1981–2020 гг.), особенно в июле.

Таким образом, анализ трендов среднемесячной температуры в пограничном слое атмосферы за январь и июль, проведенный по наблюдениям 10 аэрологических станций Сибири за период с 1981 по 2020 гг., позволяет сделать следующие выводы.

Положительные тренды температуры воздуха наблюдаются во всем пограничном слое атмосферы на станциях, расположенных в полярных широтах Сибирского региона (станции Диксон и Тикси), а также на станции Якутск и в умеренной зоне Восточной Сибири (станции Киренск и Чита) как в январе, так и в июле.

Отрицательные тренды отмечены в субполярных и умеренных широтах на территории Западной Сибири и частично в Восточной Сибири (станция Верхоянск) в январе. Причем на станциях Салехард и Туруханск отрицательные тренды прослеживаются только у земной поверхности. На юге Западной Сибири (станции Омск и Новосибирск) и на станции Верхоянск отрицательные тренды температуры воздуха отмечаются во всем пограничном слое атмосферы в январе, а на ст. Омск слабый отрицательный тренд наблюдается также и в июле.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

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

2. Переведенцев Ю.П. Теория климата. Казань: Изд-во Казанского университета, 2009, 504 с.

3. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. Т. 1. 59 с.

4. Скляднева Т.К., Рассказчикова Т.М., Аршинова В.Г., Аршинов М.Ю. Изменение радиационных и метеорологических параметров атмосферы по данным наблюдений в Томске // Оптика атмосферы и океана. 2018. Т. 31. № 04. С. 288–293.

5. Стерин А.М. Анализ линейных трендов в рядах температуры свободной атмосферы за 1958–1997 гг. // Метеорология и гидрология. 1999. №5. С. 52-68.

6. Хан В.М., Стерин А.М., Рубинштейн К.Г. Оценки трендов температуры в свободной атмосфере по данным реанализа и радиозондовым наблюдениям // Метеорология и гидрология. 2003. №12. С. 5–18.

7. Комаров В.С., Ломакина Н.Я., Лавриненко А.В., Ильин С.Н. Изменение климатов пограничного слоя атмосферы Сибири в период глобального потепления. Часть 1. Аномалии и тренды температуры воздуха // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т.23. №11. С. 942–950.

ИЗМЕНЕНИЕ СРЕДНЕГОДОВОЙ И СРЕДНЕСЕЗОННОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В ПОГРАНИЧНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ СИБИРСКОГО РЕГИОНА

Ломакина Н.Я., Лавриненко А.В.
Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, (г.Томск), lnya@iao.ru, gfm@iao.ru

В условиях современного глобального потепления наряду с исследованием долговременных изменений среднегодовой температуры воздуха в пограничном слое атмосферы (ПСА) несомненный интерес представляет изучение изменений среднесезонной температуры для оценки непосредственного вклада каждого из сезонов в наблюдающееся потепление климата как планеты в целом, так и ее отдельных регионов. Согласно [1−5], основной вклад в темпы повышения среднегодовой температуры, наблюдаемые на территории Сибири с 70-х годов XX столетия, определялся главным образом изменениями среднесезонной температуры в зимний период. Оценка происходящих долговременных изменений температурного режима пограничного слоя атмосферы над территорией Сибирского региона имеет важное значение для получения более полной картины изменения компонентов климатической системы на региональном уровне. Кроме того, было выявлено начавшееся с 2006 г. понижение среднегодовой температуры в северном полушарии [6], и, в частности, в Сибирском регионе [7–9], и потому имеет значение оценка вклада среднесезонной температуры того или иного сезона в темпы повышения (или понижения) среднегодовой температуры ПСА в различных районах.

Данная работа продолжает исследования, начатые в [7–9], при этом ряд наблюдений за температурой пограничного слоя увеличился на 10 лет. Основным исходным материалом, как и в [7–9], послужили данные многолетних (1973–2020 гг.) двухразовых (00 и 12 ч. GMT) радиозондовых наблюдений (http://www.weather.uwyo.edu/) 24 аэрологических станций, расположенных в различных широтных зонах Сибирского региона. В Западной Сибири полярные широты (70–75°с.ш.) представлены станцией Диксон; субполярные (60–70°с.ш.) – станциями: Салехард, Туруханск, Александровское, Бор; умеренные широты (50–60°с.ш.) представляют станции Верхнее Дуброво, Тобольск, Омск, Новосибирск, Енисейск. В Восточной Сибири полярные широты представляет станция Тикси; субполярные − станции: Тура, Оленек, Жиганск, Якутск, Верхоянск, Вилюйск, Ванавара; умеренные широты – станции: Киренск, Чара, Нижнеудинск, Багдарин, Чита, Алдан. Все исходные данные, представленные на главных изобарических поверхностях и уровнях особых точек, были предварительно приведены с использованием процедуры линейной интерполяции к системе геометрических высот: 0, 100, 200, 300, 400, 600, 800, 1000, 1200 и 1600 м.

В качестве основных статистических параметров для анализа межгодовых изменений среднегодовой и среднесезонной температуры были использованы такие климатические показатели, как ее аномалии $\Delta\overline{T} = \overline{T}_i - \overline{T}$ (здесь $\overline{T}_i$ − среднегодовые (среднесезонные) значения *i*-го года, а $\overline{T}$ – соответствующае норма в °С, полученная для базового периода), оцененные относительно базового периода 1973–1980 гг., когда, согласно [6], в северном полушарии не наблюдались какие либо значимые изменения среднегодовой температуры, а также для анализа были использованы линейные тренды и значения интенсивности изменения осредненной за год и по сезонам температуры (°С/10 лет), рассчитанные по данным 1981–2020 гг. Все перечисленные климатические характеристики были рассчитаны для 4 уровней пограничного слоя атмосферы (0 м, 400 м, 800 м и 1600 м) для всех 24 станций исследуемого региона.

Рассмотрим аномалии и линейные тренды долговременных изменений среднегодовой температуры в пограничном слое атмосферы Сибири за последние 40 лет. На рис.1 представлено пространственное распределение по территории Сибирского региона

коэффициентов линейных трендов изменения среднегодовой температуры на четырех высотных уровнях (уровень земной поверхности, 400 м, 800 м и 1600 м).

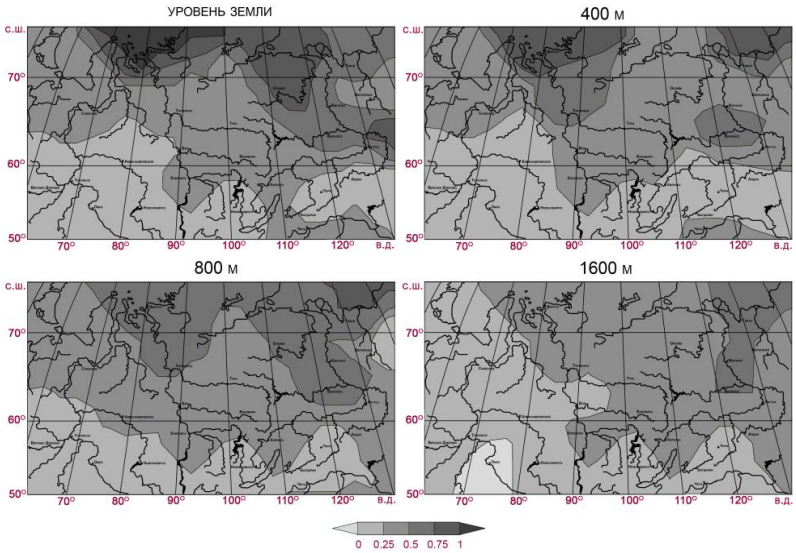


Рисунок 1. Пространственное распределение коэффициентов линейных трендов изменения среднегодовой температуры в пограничном слое атмосферы Сибирского региона.

Проведенный анализ показал, что за последние 40 лет с 1981 по 2020 гг. на всей территории Сибирского региона во всем пограничном слое атмосферы наблюдается тенденция увеличения среднегодовой температуры воздуха (Рис.1). При этом наибольшие значения положительных трендов среднегодовой температуры воздуха наблюдаются в полярных широтах на уровне земной поверхности (до 0,71−1.00°/10 лет). Также высокие значения трендов температуры воздуха (0,65−0,78°/10 лет) отмечаются на уровне земной поверхности в центральных районах Якутии (Восточная Сибирь). Величина трендов среднегодовой температуры пограничного слоя атмосферы над территорией Сибири уменьшается в направлении севера на юг до величины 0,03−0,17°/10 лет.

Кроме того интенсивность линейных трендов среднегодовой температуры воздуха убывает с высотой во всем пограничном слое атмосферы. Так в полярных широтах величина тренда у земной поверхности составляет 0,71−1,00°/10 лет, а на высоте 1600 м уменьшается до 0,41−0,57°/10 лет. В субполярных широтах интенсивность тренда также уменьшается с высотой, причем более ярко это выражено в Восточной Сибири, где интенсивность тренда изменяется от 0,65−78 до 0,28−0,34°/10 лет. В умеренных широтах величина тренда слабо убывает с высотой или мало изменяется. Слабый отрицательный тренд среднегодовой температуры
(-0,06°/10 лет) наблюдается на высоте 1600 м на юго-востоке Сибирского региона (станция Омск).

Таким образом, за последние 40 лет рост среднегодовой температуры наблюдается во всем пограничном слое атмосферы на всей территории Сибири за исключением крайней юго-западной части (станция Омск), причем потепление усилилось по сравнению с периодом с 1981 по 2010.

Рассмотрим для каждого сезона особенности трендов изменения среднесезонной температуры и их коэффициентов, оцененных по данным последнего сорокалетнего периода. На рис. 2 представлены карты пространственного распределения интенсивностей линейных трендов изменения среднесезонной температуры воздуха на четырех уровнях пограничного слоя атмосферы Сибирского региона.

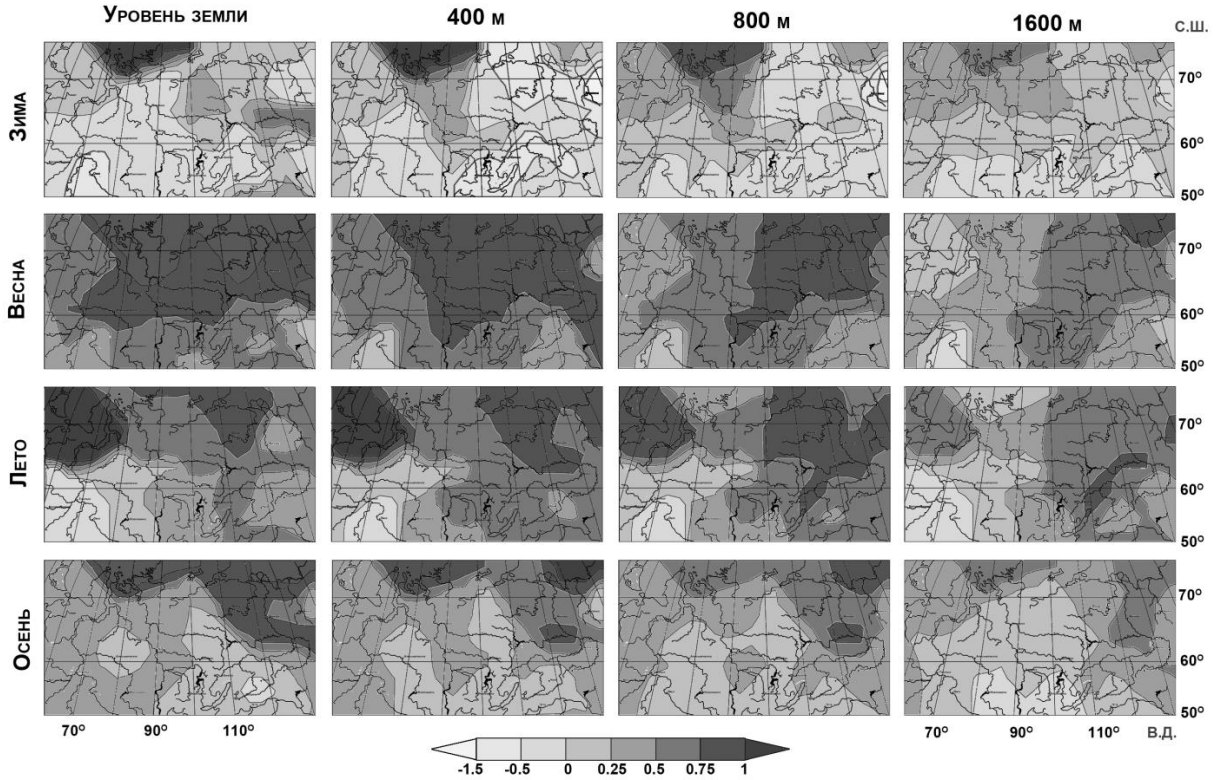


Рисунок 2. Пространственное распределение интенсивностей линейных трендов изменения среднесезонной температуры воздуха в пограничном слое атмосферы Сибири.

Анализ рис.2 показал, что зимой практически на всей территории Сибирского региона и во всем пограничном слое атмосферы преобладают отрицательные тренды. При этом максимум коэффициентов (|0,63–0,76|°С/10 лет) отмечается в слое от 0 до 400 м. Положительные тренды долговременного изменения температуры воздуха в зимний период наблюдаются на всех высотах ПСА в полярных широтах Сибири и в субполярных широтах Западной Сибири, за исключением Туруханска, где у земной поверхности тренд отрицательный. Положительные тренды изменения температуры воздуха зимой отмечаются также в субполярных широтах Восточной Сибири, но только на уровне земной поверхности. Необходимо отметить, что максимальные положительные тренды температуры наблюдаются в полярных районах Западной Сибири: от 1,06°С/10 лет на уровне земной поверхности до 0,54°С/10 лет на уровне 1600 м.

Следовательно, результаты, полученные по данным за последние 40 лет с 1981 по 2020 гг., говорят о том, что зимой на всей территории Сибири (за исключением полярных областей во всем ПСА и субполярных у земной поверхности) отмечается существенное похолодание, причем во всем пограничном слое атмосферы, а в полярных районах − потепление.

В весенний, летний и осенний сезоны на всей территории Сибирского региона во всем пограничном слое атмосферы за период с 1981 по 2020 гг. наблюдаются положительные тренды долговременного изменения температуры воздуха (Рис.2). При этом наиболее высокие значения положительные тренды достигают в полярных широтах региона (0,73−1,16°С/10 лет). Весной величина трендов на всех станциях и во всем ПСА выше, чем летом и осенью. Необходимо отметить, что исключение составляет станция Омск, где летом отмечаются небольшие отрицательные тренды от -0,10 до -0,25°С/10 лет.

Таким образом, проведенный анализ особенностей долговременных изменений среднегодовой и среднесезонной температуры в пограничном слое атмосферы Сибирского региона за период с 1981 по 2020 позволяет сделать следующие выводы.

Положительные тренды среднегодовой температуры наблюдаются на всей территории Сибири, причем максимальные значения интенсивности тренда отмечаются на севере региона, и величина тренда в пограничном слое атмосферы уменьшается в направлении на юг и с высотой.

Зимой в полярных районах, особенно в Западной Сибири, наблюдается потепление пограничного слоя атмосферы, а в умеренных широтах региона – похолодание. Потепление также преобладает на всей территории Сибири весной, летом и осенью. При этом более высокие значения положительных трендов наблюдаются в весенний сезон.

Таким образом, главный вклад повышение среднегодовой температуры на территории Сибири за последние 40 лет (с 1981 по 2020 гг.) вносят изменения среднесезонной температуры в весенний, летний и осенний периоды.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИОА СО РАН.

1. Оценочный доклад об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. Т.1. Изменение климата. М.: Росгидромет, 2008. 277 с.

2. Кабанов М.В. Сезонные закономерности наблюдаемого потепления в Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т.22. №1. С.7–10.

3. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Колебания и изменения климата на территории России // Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана. 2003. Т. 39, № 2. С. 166–187.

4. Шерстюков Б.Г. Изменения, изменчивость и колебания климата. Обнинск: ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». 2011. 293 с.

5. Харюткина Е.В., Логинов С.В., Усова Е.И., Мартынова Ю.В., Пустовалов К.Н. Тенденции изменения экстремальности климата Западной Сибири в конце XX – начале XXI веков // Фундаментальная и прикладная климатология 2019 №2. С.45–65.

6. Переведенцев Ю.П. Теория климата. Казань: Каз.. Гос. Ун-т, 2009. 509 с.

7. Комаров В.С., Лавриненко А.В., Ильин С.Н., Ломакина Н.Я., Горев Е.В. Долговременные изменения среднегодовой и среднесезонной температуры в пограничном слое атмосферы над территорией Сибири. Часть 1. Изменения среднегодовой температуры // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т.24. №8. С.684−690.

8. Комаров В. С., Лавриненко А. В., Ильин С. Н., Ломакина Н. Я., Горев Е. В. Долговременные изменения температуры в пограничном слое атмосферы над территорией Сибири. Часть 2. Изменение среднесезонной температуры // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 09. С. 790−798.

9. Комаров В.С., Ломакина Н.Я., Ильин С.Н., Лавриненко С.Н. Современные изменения климата пограничного слоя атмосферы над территорией Сибирского региона / Под ред. Матвиенко Г.Г. Томск: Изд-во ИОА СО РАН. 2013. 212 с.

МОДЕЛЬНАЯ ОЦЕНКА ЭМИССИИ МЕТАНА В АТМОСФЕРУ С АКВАТОРИИ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ

Малахова В.В.
Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН
(г. Новосибирск), malax@sscc.ru

Субаквальная криолитозона на шельфах Северного полушария занимает площадь около 5 млн. км^2 [1]. Результаты морских сейсмических исследований, буровые данные, а также результаты математического моделирования подтверждают распространение многолетнемерзлых пород (ММП) в донных отложениях шельфа [1-3]. Существование ММП мощностью до нескольких сотен метров в пределах мелководных шельфов морей Северного Ледовитого океана (СЛО) создаёт условия для формирования газогидратных залежей при небольшой глубине моря (до 120 м) [4, 5].

Данные измерений показывают усиление эмиссии метана в атмосферу арктического региона [6]. Одна из возможных причин этого – выделение метана при оттаивании многолетнемёрзлых пород шельфа. Увеличение проницаемости мерзлого слоя донных отложений также способствует высвобождению газа из нижележащих слоев. В результате деградации реликтовой подводной мерзлоты может происходить активная диссоциация внутримерзлотного газогидрата. На шельфе моря Лаптевых выявлены участки интенсивной разгрузки метана. В скважинах на мелководьях в проливе Дм.Лаптева из трещин мерзлых отложений зафиксированы выбросы газа состоящего на 75% из метана [1].

Анализ эмиссии на шельфе морей СЛО, особенно в зимний период года, ограничен труднодоступностью региона, а ее оценки характеризуются высокой неопределённостью. Это приводит к неопределённости оценки вклада арктических морей в годовую эмиссию метана. По данным работы [6] скорость выброса метана в атмосферу из морей Восточно-Сибирского шельфа (ВСШ), полученная на основе измерений концентрации растворенного CH_4 в поверхностных водах, оценена 8-17 Тг(CH_4) в год. Потоки метана, рассчитанные на основе непрерывных судовых измерений концентрации в атмосфере и поверхностных водах морей ВСШ для 2014 г. [7], составили 2,9 Тг(CH_4) в год. По результатам измерений 2012-2017 гг [8] средний поток метана из морей ВСШ оценен как 0,58 ± 0,47 Тг(CH_4) в год, что намного меньше, чем более ранние оценки. При этом годовые эмиссии CH_4 варьировались от -0,1 ± 0,3 до 1,3 ± 0,4 Тг(CH_4) в год. В работе [9] авторы ограничили скорость эмиссии метана из ВСШ, используя данные о его концентрации в атмосфере и модель атмосферного переноса. Предложенный диапазон годовых потоков метана 0 - 4,5 Тг(CH_4) в год.

Целью нашей работы является получение модельной оценки потоков метана из морей арктического шельфа как следствие увеличения проницаемости мерзлых пород донных отложений. Исследование основано на результатах численного моделирования переноса растворенного метана в морях Арктики. Модель переноса растворенного метана непосредственно включена в базовую модель океана и морского льда SibCIOM, разработанную в ИВМиМГ СО РАН [10, 11].

Метан рассматривается в виде пассивной примеси, поступающей с нижней границы моря [11, 12]. Перенос метана течениями моделируется в соответствии с переносом активных трассеров, которыми являются температура и соленость, и осуществляется в непрерывном режиме счета задачи. В ходе численного эксперимента при формировании неустойчивой стратификации вод осуществляется дополнительное перемешивание и установление однородного по глубине перемешанного слоя для всех гидрологических характеристик, включая распределение метана. Окисление метана в водном столбе способствует значительному понижению его концентраций. Для параметризации процессов окисления использовалось эмпирическое соотношение, определяющее зависимость времени существования газа в воде от его концентрации [11]. На верхней границе океанической области рассчитывается поток метана в атмосферу как функция разницы его концентрации в

поверхностном слое воды и равновесной с атмосферой концентрации метана, скорости ветра из данных реанализа NCEP/NCAR и числа Шмидта [11]. Поток метана в атмосферу зависит от концентрации льда в ячейке океанической области. Потоки метана из донных отложений задаются в областях шельфа, где происходит деградация многолетнемерзлых пород.

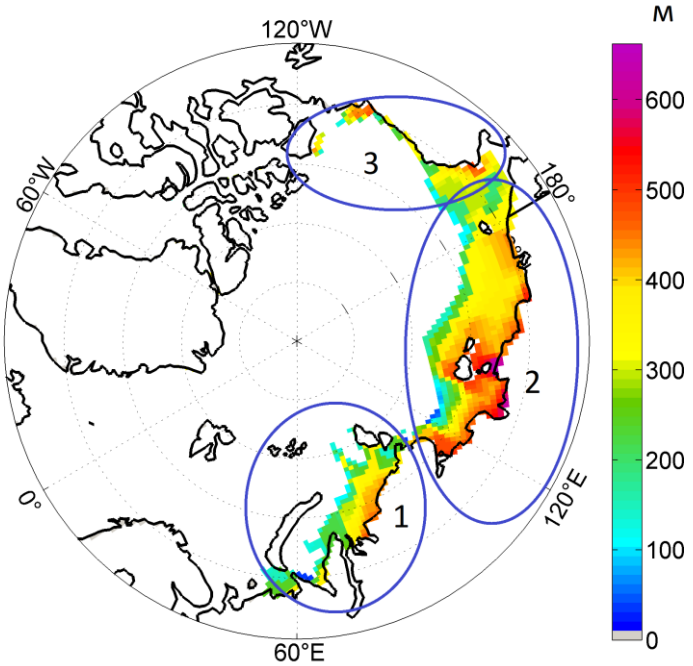


Рисунок 1. Распространение и мощность подводной мерзлоты, полученные на основе численного моделирования [13]. Выделенные участки шельфа: 1 – Западно-Сибирский, 2 – Восточно-Сибирский и 3 – Северо-Американский.

Считается, что подводная мерзлота образовалась в периоды регрессии моря и длительного промерзания шельфа в субаэральных условиях [5]. Оценки современной мощности многолетнемерзлых пород шельфа и их пространственное распределение, рис.1, получены на основе математического моделирования [13]. В областях, где мерзлые породы деградируют, на границе «донные отложения – океан» был задан диффузионный поток метана 30 мг/(м^{2}сутки) в соответствии с данными [6].

На основе сценарных расчетов проведен модельный анализ эмиссии метана в атмосферу как следствие выхода газа на границе раздела «океан-дно». Перенос растворенного метана по акватории СЛО производится в соответствии с системой течений бассейна и зависит от рассматриваемого периода. Несмотря на равномерное задание диффузионных потоков метана по всей области мелководного шельфа, вынос к поверхности происходит только в районах, где в соответствии с динамикой водных масс формируется циркуляция, способствующая диффузионному и конвективному переносу метана по всей водной колонке.

Суммарное значение рассчитанного потока метана на шельфе морей СЛО составило 0,7 – 2 Тг в год, рис.2а. Начиная с 2005 года поток метана в атмосферу увеличился, что, при неизменных потоках газа из донных источников, может быть связано с сокращением площади льда в шельфовых морях. Так, максимальная эмиссия метана в атмосферу Арктического региона получена для 2007 г., чему способствовало резкое сокращение площади, занимаемой морскими льдами в осенний период, рис.2а.

Наибольший вклад в годовую эмиссию метана из шельфовых морей вносят моря Восточно-Сибирского шельфа, рис.2б. Это объясняется, прежде всего, большей площадью распространения субаквальной мерзлоты в этой части шельфа, рис. 1, а также его мелководностью.

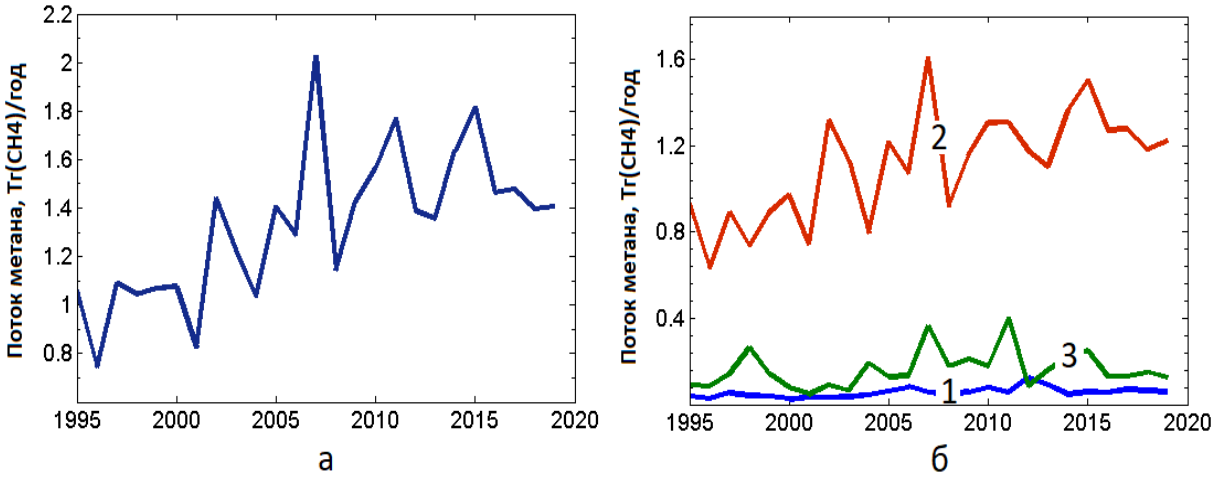


Рисунок 2. Суммарный поток метана в атмосферу (Тераграмм в год), полученный в численном эксперименте: а – со всей области арктического шельфа; б – с области шельфа соответствующей районам 1, 2, 3, выделенным на рис. 1.

Сравнение результатов моделирования с данными наблюдений подтверждает высокую изменчивость и неоднородность потоков метана на арктическом шельфе [7]. Рассчитанные потоки метана в атмосферу из морей Восточно-Сибирского шельфа превышают потоки, для других шельфовых морей Арктики, и согласуются с данными наблюдений в этих областях для летнего периода [7, 8]. Оценки суммарного годового потока для области Восточно-Сибирского шельфа для последних двадцати лет составили от 0,7 до 1,6 Тг(CH_4) в год, рис. 2б. Это примерно в 2-10 раз ниже оценок, полученных на основе данных измерений [6]. Однако рассчитанные потоки находятся в диапазоне оценок предложенных в [9] и хорошо согласуются с оценками [8].

Мы получили выраженную отрицательную корреляцию эмиссии метана со сплоченностью льда. Такая взаимосвязь потока CH_4 с концентрацией льда в ячейке области качественно объяснима с точки зрения механизмов газообмена вода-воздух. Выполненные исследования показывают, что сокращение площади и уменьшение сплоченности морского льда приводит к увеличению выбросов метана с акватории арктических морей. Это позволяет сделать вывод о том, что при дальнейшем потеплении климата эмиссия метана в атмосферу усилится.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ (проекты 20-05-00241, 19-05-00409).

1. Гаврилов А. В. Типизация арктических шельфов по условиям формирования мерзлых толщ // Криосфера Земли. 2008. Т. 12. № 3. С. 69–79.

2. Соловьев В.А. Прогноз распространения реликтовой субаквальной мерзлой зоны (на примере восточно-арктических морей) // Криолитозона Арктического шельфа. Якутск: Изд. ИМ СО АН СССР. 1981. С. 28-38.

3. Golubeva E., Platov G., Malakhova V., Kraineva M., Iakshina D. Modelling the long-term and inter-annual variability in the Laptev Sea hydrography and subsea permafrost state // Polarforschung. 2017. T. 87. № 2. C.195-210.

4. Щербаков А.В., Малахова В.В. Моделирование пространственного распределения метангидратов Мирового океана и потока метана в атмосферу // Оптика атмосферы и океана. 2006. Т.19. №6. С. 530-535.

5. Gavrilov A., Malakhova V., Pizhankova E., Popova A. Permafrost and Gas Hydrate Stability Zone of the Glacial Part of the East-Siberian Shelf // Geosciences. 2020. V. 10 (12). P. 484. https://doi.org/10.3390/geosciences10120484

6. Shakhova N., Semiletov I., Sergienko V., Lobkovsky L., Yusupov V., Salyuk A., Salomatin A., Chernykh D., Kosmach D., Panteleev G., Nicolsky D., Samarkin V., Joye S., Charkin A., Dudarev O., Meluzov A., and Gustafsson O. The East Siberian Arctic Shelf: towards further assessment of

permafrost-related methane fluxes and role of sea ice // Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2015. V. 373. № 2052. P. 20140451.

7. Thornton B. F., Geibel M. C., Crill P. M., Humborg C., Mörth C.-M. Methane fluxes from the sea to the atmosphere across the Siberian shelf seas // Geophys. Res. Lett. 2016. V. 43. P. 5869–5877.

8. Tohjima Y., Zeng J., Shirai T., Niwa Y., Ishidoya S., Taketani F., Sasano D., Kosugi N., Kameyama S., Takashima H., Nara H., Morimoto S. Estimation of CH4 emissions from the East Siberian Arctic Shelf based on atmospheric observations aboard the R/V Mirai during fall cruises from 2012 to 2017 // Polar Science. 2020. 100571. DOI:10.1016/j.polar.2020.100571

9. Berchet A., Bousquet P., Pison I., Locatelli R., Chevallier F., Paris J.-D., Dlugokencky E.J., Laurila T., Hatakka J., Viisanen Y., Worthy D.E.J., Nisbet E., Fisher R., France J., Lowry D., Ivakhov V., Hermansen O. Atmospheric constraints on the methane emissions from the East Siberian shelf // Atmos. Chem. Phys. 2016. V. 16. P. 4147–4157.

10. Голубева Е. Н., Платов Г. А. Численное моделирование отклика Арктической системы океан-лед на вариации атмосферной циркуляции 1948 – 2007 гг. // Известия РАН, серия ФАО. 2009. Т. 45. № 1. С.145-160.

11. Малахова В.В., Голубева Е.Н. О возможной эмиссии метана на шельфе морей Восточной Арктики // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26, № 6. С. 452–458.

12. Малахова В.В., Голубева Е.Н. Роль сибирских рек в увеличении концентрации растворенного метана в водах Восточно-Сибирского шельфа // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т. 25. № 6. С. 534-538.

13. Malakhova V.V. The response of the Arctic Ocean gas hydrate associated with subsea permafrost to natural and anthropogenic climate changes // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2020. V. 606. P. 012035.

ЭВОЛЮЦИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕЖСЕЗОННОГО ВЛИЯНИЯ АНОМАЛИЙ ОСЕННЕГО СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ДИНАМИКУ АТМОСФЕРЫ В СЕВЕРНОМ ПОЛУШАРИИ

Мартынова Ю.В.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
FoxyJ13@gmail.com
Институт физики атмосферы им. А.М. Обухова РАН (г. Москва)

Сезонный снежный покров Северного полушария представляет собой важный и очень изменчивый компонент криосферы глобальной климатической системы [1]. Выявление вклада изменения континентального снежного покрова Северного полушария в зимнюю изменчивость климата в средних широтах остаётся сложной задачей из-за большой внутренней изменчивости климата и трудностей отделения причины от следствия.

В силу географических особенностей наиболее обширный снежный покров формируется в Сибирской части Евразии. Кроме того, территория Сибири представляет собой «hot spot», т. е. эта территория сильно реагирует на происходящие климатические изменения и наоборот, малые изменения (возмущения) на этой территории могут вызвать сравнительно большие климатические изменения на ней и на прилегающих территориях [2]. Территория Западной Сибири (ЗС) является однородным с точки зрения географии [3] и процессов с наиболее высокой изменчивостью характеристик снежного покрова в Северной Евразии [4]. ЗС испытывает на себе влияние окрестных атмосферных динамических процессов и образований (таких, как Сибирский Антициклон; Атлантический шторм трек; процессы, формирующиеся вследствие переноса с Атлантики, и т. п.) [5]. Как следствие, метеорологические условия, формирующиеся в ЗС на различных масштабах времени, определяются суперпозицией этих окрестных процессов.

Вопрос о межсезонной связи снежного покрова и динамики атмосферы притягивает внимание исследователей уже около 40 лет. Для понимания эволюции исследований по этому направлению мы структурировали на наш взгляд наиболее значимые работы, сравнив их по таким характеристикам, как использованные наборы данных, рассматриваемые регионы, периоды времени и характер полученных результатов. Впервые гипотеза о наличии связи между аномалиями осеннего снежного покрова и термодинамическими условиями атмосферы последующей зимы была высказана в 1983 году [6]. В частности, исследователи показали для Евразии наличие значимой линейной связи между величиной осеннего снежного покрова и зимней температурой воздуха у поверхности.

Дальнейшие исследования, проведённые различными научными группами, показали неоднозначность рассматриваемой связи. В работах были использованы различные наборы станционных наблюдений, спутниковых данных, реанализов и данных климатического моделирования. Варьировался рассматриваемый временной период. Анализировалось влияние снежного покрова как всего Северного полушария целиком, так и отдельных континентов и регионов. Такое разнообразие начальных данных объясняется широким спектром критериев, которыми руководствовались авторы при их выборе.

С момента опубликования в 1983 году гипотезы о наличии межсезонного влияния снега на атмосферу вплоть до 2010 года результаты проводимых исследований подтверждали её (например, [7-9]). Кроме того, был предложен возможный физический механизм, посредством которого это влияние осуществляется [10]. Позже, с расширением спектра используемых для исследования данных, методик и регионов, наличие связи было поставлено под сомнение. Было показано, что модели при климатических расчётах в большинстве своём не воспроизводят межсезонное влияние аномалий осеннего снега на зимние атмосферные условия (например, [11-13]). При этом некоторые численные эксперименты направленные непосредственно на определение чувствительности зимней атмосферы к вариациям площади

снега показывают наличие этой связи (например, [9, 14]). Другие исследования показали отсутствие или же очень слабое проявление чувствительности [15, 16]. Более того, в ряде работ показана нестационарность проявления рассматриваемого влияния во времени (например, [17, 18]). Если изначально речь шла о вариации снега в середине осени – в октябре, то в последние годы исследователи стали уделять больше внимания концу осени – ноябрю (например, [19]).

Таким образом, несмотря на длительную историю исследований, до сих пор не получено однозначного суждения не только о природе влияния, но и о его наличии как такового. Следовательно, и механизм все ещё также представляется загадочными [20].

Работа выполнена при поддержке РНФ (грант № 19-17-00248).

1. Groisman P. Y., Karl T. R., Knight R. W. and Stenchikov G. L. Changes of snow cover, temperature, and radiative heat balance over the Northern Hemisphere // Journal of Climate, 1994. – V. 7, No. 11. – P.1633-1656.

2. Allen M. R. et al. IPCC fifth assessment synthesis report-climate change 2014 / Synthesis report, 2014.

3. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2020 год. – Москва, 2021. – 104 стр.

4. Song, L., & Wu, R. Intraseasonal snow cover variations over western Siberia and associated atmospheric processes // Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2019. – V. 124. – P. 8994-9010.

5. Горбатенко В. П., Ипполитов И. И., Поднебесных Н. В. Циркуляция атмосферы над Западной Сибирью в 1976–2004 гг. // Метеорология и гидрология, 2007. – № 5. –С. 28-36.

6. Foster J., Owe M. and Rango A. Snow cover and temperature relationships in North America and Eurasia // Journal of Applied Meteorology and Climatology, 1983. – V. 22. – P. 460-9.

7. Cohen, J. and Entekhabi, D. Eurasian snow cover variability and Northern Hemisphere climate predictability // Geophysical Research Letters, 1999. – V. 26, No. 3. – P. 345-348.

8. Allen R. J. and Zender C. S. D. Effects of continental-scale snow albedo anomalies on the wintertime Arctic oscillation // Journal of Geophysical Research, 2010. – V. 115. – D23105.

9. Мартынова Ю. В., Крупчатников В. Н. Исследование чувствительности приземной температуры Евразии в зимний период к аномалиям снежного покрова. Роль стратосферы // Известия Российской академии наук. Физика атмосферы и океана, 2010. – Т. 46, № 6. – С. 818-30.

10. Cohen J., Barlow M., Kushner P. J. and Saito K. Stratosphere-troposphere coupling and links with Eurasian land-surface variability // Journal of Climate, 2007. – V. 20. 2007 P. 5335-43.

11. Cohen J. L., Furtado J. C., Barlow M. A., Alexeev V. A. and Cherry J. E. Arctic warming, increasing snow cover and widespread boreal winter cooling // Environmental Research Letters, 2012. – V. 7, No. 1. – P. 014007.

12. Furtado J. C. et al. Eurasian snow cover variability and links to winter climate in the CMIP5 models // Climate Dynamics, 2015. – V. 45. – P. 2591-605.

13. Peings Y., Douville H., Colin J., Martin D.S. and Magnusdottir G. Snow–(N)AO teleconnection and its modulation by the Quasi-Biennial Oscillation // Journal of Climate, 2017. – V. 30, No. 24. – P. 10211-10235.

14. Peings Y. Influence de la couverture de neige de l'hémisphère nord sur la variabilité interannuelle du climat / Doctoral dissertation, Université de Toulouse, Université Toulouse III-Paul Sabatier, 2011.

15. Orsolini Y. J., Senan R., Vitart F., Balsamo G., Weisheimer A. and Doblas-Reyes F. J. Influence of the Eurasian snow on the negative North Atlantic Oscillation in subseasonal forecasts of the cold winter 2009/2010 // Climate Dynamics, 2016. – V. 47, No. 3-4. – P. 1325-34.

16. Tyrrell N. L., Karpechko A. Y. and Räisänen P. The influence of Eurasian snow extent on the northern extratropical stratosphere in a QBO resolving model // Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2018. – V. 123, No. 1. – P. 315-328.

17. Попова В. В., Ширяева А. В. and Морозова П. А. Сроки установления снежного покрова на севере Евразии: прямые и обратные связи с крупномасштабной атмосферной циркуляцией // Лёд и снег, 2014. – Т. 54, № 3. – С. 39-49.

18. Martynova Y. V. October snow cover and winter atmospheric conditions in Siberia // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 2019, November. – V. 386, No. 1. – P. 012001

19. Wegmann M., Rohrer M., Santolaria-Otín M. and Lohmann G. Eurasian autumn snow link to winter North Atlantic Oscillation is strongest for Arctic warming periods // Earth system dynamics, 2020. – V. 11, No. 2. – P. 509-524.

20. Henderson G. R., Peings Y., Furtado J. C. and Kushner P. J. Snow–atmosphere coupling in the Northern Hemisphere // Nature Climate Change, 2018. – V. 8, No. 11. – P. 954-963.

СНЕЖНЫЙ ПОКРОВ СИБИРИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВЫХ И ЕЖЕДНЕВНЫХ НАЗЕМНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Матюхина А.А.[1], Воропай Н.Н.[2,3], Мартынова Ю.В.[3]
[1] Национальный исследовательский Томский государственный университет
[2]Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, (г. Иркутск)
[3]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, (г. Томск),
matyukhina_nastya08@mail.ru, voropay_nn@mail.ru, foxyj13@gmail.com

Снежный покров (СП) способствует существенным изменениям радиационного и теплового баланса подстилающей поверхности, поэтому даты появления снежного покрова и образования устойчивого снежного покрова (УСП) являются важными характеристиками состояния окружающей среды при современных изменениях климата. Во-первых, покрытая снегом поверхность поглощает меньше радиации и охлаждает окружающий воздух. В результате снега откладывается больше, и заснеженная площадь расширяется. Во-вторых, радиационное охлаждение формирует области повышенного давления над снежным покровом, а холодный полярный воздух переносится в более низкие широты. Вдоль полярных фронтов выпадает снег, что приводит к еще большему распространению снежного покрова, и последующее атмосферное возмущение проникает дальше на юг. Такая связь действует осенью и зимой, когда поступление солнечной радиации к снегу относительно мало. Весной, когда инсоляция внутри континента велика, она меняется на обратную. Область высокого давления препятствует дальнейшей аккумуляции, но способствует ясной погоде и высокому приходу радиации к поверхности. В результате альбедо снежной поверхности снижается, возрастает таяние, и снежный покров разрушается. В-третьих, испарение со снежного покрова увеличивает атмосферную влажность, в результате чего растет противоизлучение атмосферы, ускоряется испарение и образуются облака. Они прогреваются за счет поглощенной солнечной радиации и радиации, отраженной от снега. Когда же снег под облаками тает, их альбедо растет, и облака начинают охлаждаться. В-четвертых, в горах при обильном выпадении снега граница снежного покрова опускается, окружающий район охлаждается, еще больше осадков откладывается в твердой фазе и снежный покров продолжает расширяться [1].

Территория исследования – Сибирь. Здесь зима холодная, несколько месяцев имеют температуру значительно ниже нуля, и, за исключением восточного берега Камчатки, зимняя оттепель — редкое явление, а в Якутской области, Амурской и большей части Забайкальской и Приморской их совсем не бывает. Во всей Сибири климат резко континентальный из-за большого различия температур лета и зимы; исключение составляет лишь восточное побережье Камчатки [2].

В работе использованы ежедневные данные о степени покрытия окрестности снегом на 161 станции Сибири, в пределах 60-120^0 в.д. и 50-70^0 с.ш. за 1970-2019 гг. [3] и данные спутниковых наблюдений NOAA о протяженности снежного покрова, полученные на основе еженедельных отчетов по Северному полушарию (пространственное разрешение 190,6 км на широте 60°) [4].

Проанализировано совпадение дат появления СП и образования УСП по двум разным наборам данных. Для того чтобы оценить совпадение дат появления СП по данным наблюдения на метеорологических станциях и спутниковым данным был определен первый день с покрытием окрестности снежным покровом более 5 баллов, так как по спутниковым данным день со снегом – день с покрытием более 50% поверхности. При сравнении дат появления СП и образования УСП считаем, что даты совпали по двум базам, если разница в днях ($ДАТА_{спутник}$ – $ДАТА_{метеостанция}$) положительная и составляет не больше 6. Так как спутниковые данные имеют недельное разрешение, начало каждой новой недели вторник, и если разница будет превышать 6 дней, то дата образования СП по наземным метеорологическим данным будет отличаться от спутниковых данных на неделю или более.

Количество совпадений (количество случаев за период) дат появления СП вычислялись по ежедневным данным измерения покрытия окрестности снежным покровом и спутниковым данным, полученные результаты представлены на рисунке 1. Максимальное количество совпадений равно 19 на станции Оленек, минимальное – 0 на станциях Тулун и Хамар-Дабан, среднее число совпадений равно примерно 8, а стандартное отклонение равно 3,55 (таблица 1). Количество совпадений дат образования УСП представлены на рисунке 1 (Б). Максимальное количество совпадений равно 19 на станциях Оленек и Сухана, минимальное – 0 на станциях Хамар-Дабан и Большое Голоустное, среднее число совпадений равно примерно 8, а стандартное отклонение равно 3,75 (таблица 1).

Таблица 1. Статистические характеристики совпадений дат по разным наборам данных.

Среднее	Минимум	Максимум	Стандартное отклонение	Корреляция с широтой	Значимость	Корреляция с долготой	Значимость	Корреляция с высотой	Значимость
Появление снежного покрова									
8,4	0,0	19,0	3,55	0,48	0,00	-0,14	0,07	-0,50	0,00
Установление устойчивого снежного покрова									
8,2	0,0	19,0	3,75	0,40	0,00	-0,11	0,17	-0,43	0,00

Также были рассчитаны коэффициенты корреляции с высотой, широтой и долготой для оценки зависимости совпадений дат появления СП и установления УСП от географических координат. Связь между количеством совпадений появления СП и высотой умеренная отрицательная (-0,5, связь значима), с широтой умеренная положительная (0,48, связь значима), с долготой слабая отрицательная (-0,14, связь незначима). Максимальное совпадение дней на станции Оленек (19), минимальное дней на станции Хамар-Дабан (0) и среднее значение (8 дней) на станции Омск. Связь между количеством совпадений дат установления УСП и высотой умеренная отрицательная (-0,43, связь значима), с широтой умеренная положительная (0,40 (связь значима), а с долготой слабая отрицательная (-0,11, связь незначима). Максимальное совпадение на станции Оленек (19), минимальное на станциях Хамар-Дабан (0) и среднее значение на станции Омск (8) [5].

Таким образом, среднее число совпадений дат появления СП по двум наборам данных за период 1970-2020 гг. на территории Сибири на 161 станции равно 8,4, а среднее число совпадений установления УСП равно 8,2. Максимальное совпадение по появлению СП и установлению УСП равно 19. Коэффициенты корреляции показали, что связь между совпадением дат и географическими координатами не превышает умеренную и является значимой для широты и высоты над уровнем моря.

Исследование выполнено в рамках госбюджетной темы № 121031300158-9.

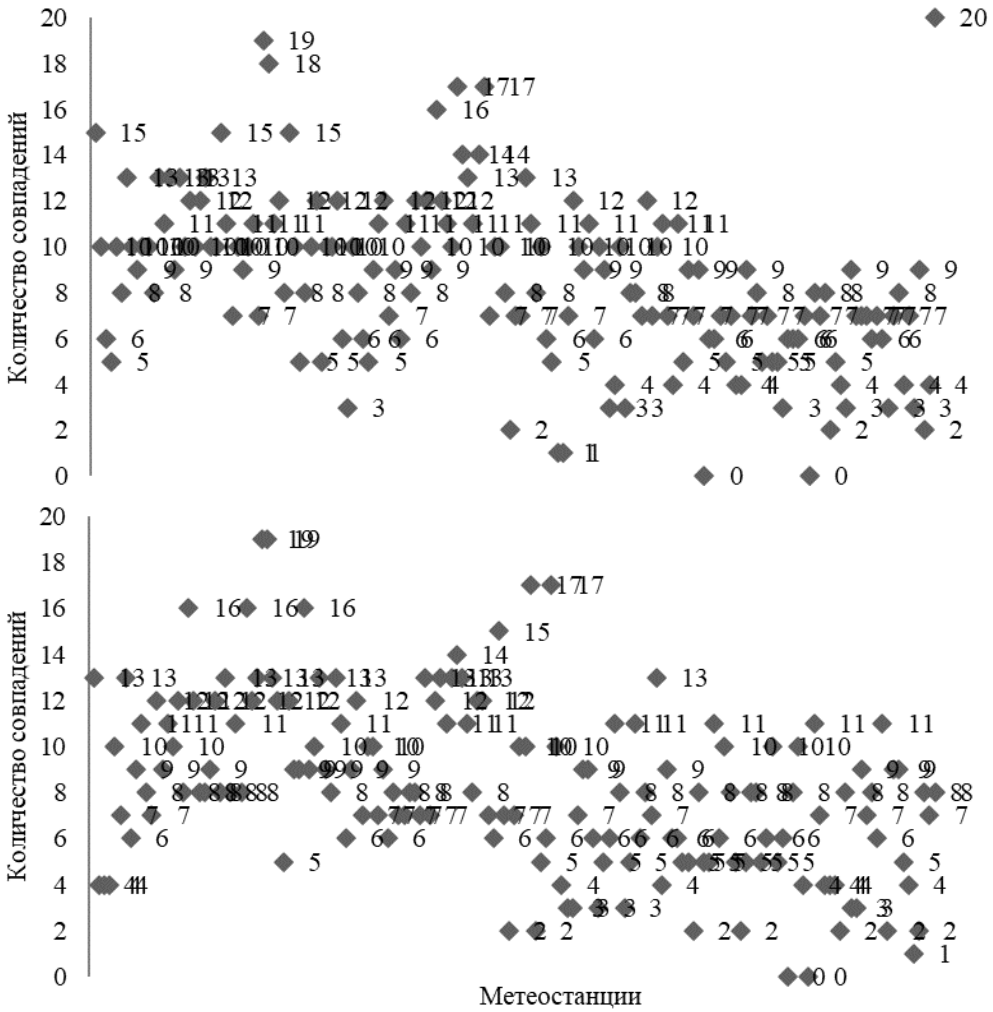


Рисунок 1. Количество совпадений дат по разным наборам данных: верхний подрисунок – появление снежного покрова (покрытие >50%), нижний подрисунок – установление устойчивого снежного покрова.

1. Котляков В. М. Климат Земли: прошлое, настоящее, будущее / В. М. Котляков, М. Г. Гросвальд, А. Н. Кренке – М.: Знание, 1985. – 48 с.

2. Сибирь // Советская историческая энциклопедия: в 16 т. / под ред. Е. М. Жукова. — М.: Советская энциклопедия, 1969.

3. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. «Описание массива данных характеристики снежного покрова на метеорологических станциях России и бывшего СССР» [электронный ресурс]. – http://meteo.ru/data/162-temperature-precipitation#описание-массива-данных. (дата обращения 03.01.2021)

4. Estilow T. W., Young A. H. and Robinson D. A. A long-term Northern Hemisphere snow cover extent data record for climate studies and monitoring // Earth System Science Data, 2015. – V. 7, No. 1. – P. 137-42.

5. Афанасьев, В. В. Теория вероятностей [Текст] / В. В. Афанасьев. – М.: ВЛАДОС, 2007. – 350 с.

СОЗДАНИЕ БАНКОВ ДАННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ПЕРИОДОВ РЕЖИМА ОСАДКОВ, ДОПОЛНЕННЫХ ПОКАЗАТЕЛЯМИ ТЕМПЕРАТУРНО-ВЛАЖНОСТНЫХ УСЛОВИЙ, ДЛЯ ОЦЕНКИ НА ИХ ПРИМЕРЕ ИЗМЕНЕНИЯ РЕГИОНАЛЬНОГО КЛИМАТА И УЛУЧШЕНИЯ ГИДРОМЕТОБЕСПЕЧЕНИЯ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Немировская Л.Г.
Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт (г. Новосибирск), nemirov@sibnigmi.ru

В современный период глобального потепления по данным ряда исследований заметно увеличилось число экстремальных гидрометявлений (в том числе характеристик режима осадков, температурно-влажностных условий и т.д.), неблагоприятных и опасных для ряда отраслей хозяйственной деятельности. Направление данного исследования связано с изучением и обобщением данных о периодах указанных гидрометявлений.

В условиях изменений климата и возможного увеличения числа экстремальных, то есть неблагоприятных, гидрометусловий целесообразно расширение ареала климатических характеристик, применение индикаторных параметров и показателей, недостаточно использовавшихся в таких разработках ранее, детализированных показателей рассматриваемых характеристик непосредственно для данного региона.

Выполнение исследования основано на представлении полученных в результате расчетов климатических характеристик в формате «Банков данных», как одной из оптимальных форм обслуживания потребителей климатической информацией (с использованием современных технологий).

В СибНИГМИ с 2007 г. выполняются исследования по изучению региональных проявлений изменения климата на примере оценки условий увлажнения (охарактеризованных с помощью параметра – непрерывных периодов отсутствия и наличия осадков), вначале для Уральского региона, а затем по настоящее время – для юго-востока Западной Сибири, с использованием нескольких критериев изучаемого явления.

Исследования для юго-востока западной Сибири основаны (также как и ранее для Урала) на ряде концептуальных положений, основное из которых: использование в качестве индикатора климатических изменений следующего параметра – непрерывных периодов наличия и отсутствия осадков, что существенно информативно (ввиду фактора непрерывности – сохранения определенного метеорологического режима в течение некоторого промежутка времени, которое создает предпосылки для возникновения неблагоприятных гидрометусловий).

Ряд «Банков данных…» размещены на сайте ФГБУ «СибНИГМИ» (http://sibnigmi.ru) в разделе «Продукция».

Макеты таблиц указанных массивов («Банков данных…») содержат осредненные за каждый период данные режима осадков, поэтому для более детализированной оценки температурно-влажностных условий целесообразно параллельно привлекать показатели, дифференцированно характеризующие указанные выше условия. Для детализированной характеристики температурно-влажностных условий изучавшихся периодов представилось также целесообразным дополнить указанные массивы данных значениями показателей температурно-влажностного режима, рассчитанными на основе «дифференцированных» данных, то есть параллельно привлекать показатели, дифференцированно характеризующие указанные условия, и дополнить указанные массивы данных (то есть макеты таблиц) значениями показателей температурно-влажностного режима, рассчитанными на основе ежегодных данных, что является для данной работы важным методологическим аспектом.

Рассмотрены использующиеся в последние десятилетия методы и показатели для количественной оценки степени увлажненности и засушливости для ряда регионов и ландшафтов России. Один из таких показателей – ГТК Селянинова, который количественно характеризует именно степень увлажненности, засушливости и т.д. Гидротермический коэффициент (ГТК) Г.Т. Селянинова – характеристика уровня влагообеспеченности, его можно рассматривать как коэффициент, характеризующий увлажнение во время сезона активной вегетации. Он является достаточно обоснованным, по мнению ряда авторов, показателем, характеризующим влагообеспеченность в теплом периоде года (вегетационном периоде) агроэкосистем при естественном увлажнении, и используется в агроклиматологии для общей оценки климата и выделения зон различного уровня влагообеспеченности, для оценки пожароопасности в определенных регионах.

Создано «Техническое задание» в формате подробного документа, включающее указания о том, какие «Банки данных…» взять за основу для дополнения их показателями ГТК, «модернизированные» макеты для формирования «Банков данных…», дополненных расчетами значений показателя ГТК.

Взяты за основу: а) «Банки данных периодов наличия осадков (определенных по «обобщенному» критерию) (так называемые «Дождливые» периоды)»; б) Банк данных периодов недостаточного увлажнения (определенных по «специальному» критерию).

В настоящее время на основе «Банка данных периодов наличия осадков («дождливых» периодов)» проведены расчеты дополнения их значениями ГТК, для станций всех административных частей региона (использованы около 60 станций), для периодов всех значений длительности. Примеры расчета приведены в табл. 1 и 2.

Таблица 1. Банк данных характеристик периодов наличия осадков (определённых по «обобщённому» критерию), дополненных расчётом значений показателей ГТК для станций Алт. края, Кемеровск. обл., Новосибирской обл., Томской области (фрагмент).

Станция	Дата			Длит. периода осадков	Сумма осадков за период	Сумма темп.за период > 10°	Температура воздуха		Относ. миним. влажность	Скорость ветра		ГТК
	год	начало	конец				средняя	максим.		средняя	Максим.	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
КЕМЕРОВО Кем. обл.	2018	10,08	12,08	3	16,2	48	16	21,7	71,7	1,3	5,7	3,4
		20,08	23,08	4	19,7	47,6	11,9	16,4	76	1,5	5,5	4,1

Таблица 2. Банк данных характеристик периодов недостаточного увлажнения (определённых по «специальному» критерию), дополненных расчётами ГТК, для станций Алт. края, Кемеровск. обл., Новосибирской обл., Томской области (фрагмент).

станция	дата			Длит. периода осадков	Сумма осадков за период	Сумма температур за период	Температура воздуха			Относительная влажность		Атмосф. давление на уровне моря	Скорость ветра		ГТК
	год	начало	конец				сред.	сред. макс..	максим	миним.	средн.		средн.	максим	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
БАРНАУЛ Алтай	2018	7,07	26,07	20	3,2	392,4	19,6	26	30,3	47	69,5	1006,8	1,2	7,3	0,08
		6,08	20,08	15	0,8	269,5	18	26,4	31,3	39,9	70,5	1009,8	0,9	6,5	0,03
		3,10	20,10	18	1,2	118	6,6	13,1	24,2	39,2	63,5	1021,6	2,1	10,2	-

Для «Банка данных периодов недостаточного увлажнения, дополненных значениями ГТК», на основе разработанного алгоритма и макетов выходных данных (содержащихся также в разработанном «Техническом задании») проведены расчеты дополнения их значениями ГТК. При этом, учитывая, что несмотря на термин «периоды недостаточного увлажнения», при определении их учитывается минимальное количество осадков (с определенным пороговым значением – для возможного учета их «продуктивности» (т.е. промачиваемости

почвы), в разработанном модернизированном макете помещен раздел (графа) «сумма осадков за период» (которая определяется по ежедневным данным), и является дополнительной по сравнению с «Банком данных наличия осадков». Проведены расчеты по следующему варианту – для периодов со средней температурой выше +10° (требования формулы ГТК).

Таким образом, сформированы «Банки данных периодов недостаточного увлажнения, дополненных расчетами значений показателей ГТК» для всех административных частей региона, для репрезентативных станций.

1. Предварительный (первичный) банк данных характеристик режима увлажнения (осадков), разрабатываемых с привлечением дополнительных показателей температурно-влажностного режима, для юго-востока Западной Сибири: Отчет о НИР (промежут.). – Шифр темы 2.6. - Отв. исп. Немировская Л.Г. – Новосибирск, 2020. – 34 с. – Рег № НИОКТР АААА-А20-120121090024-4. – Рег.№ ИКРБС АААА-Б20-220123090124-4.

КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА ТЕРРИТОРИИ РОССИИ И РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ В XX-XXI ВЕКАХ

Переведенцев Ю.П.[1], Лопух П.С.[2], Гледко Ю.А.[2], Шерстюков Б.Г.[3], Шанталинский К.М.[1], Мирсаева Н.А.[1]

[1]Казанский (Приволжский) федеральный университет, ypereved@kpfu.ru

[2]Белорусский государственный университет (г. Минск, Республика Беларусь), lopuch49@mail.ru

[3]Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации–Мировой центр данных (г. Обнинск, Калужская область), boris_sher@mail.ru

Доклад посвящен оценке изменений температуры воздуха и атмосферных осадков на территории России и Республики Беларусь в период 1976-2019 гг. и их климатическим последствиям. Главное внимание уделено анализу трендов указанных характеристик, что позволило выявить пространственно-временные особенности потепления климата в последние десятилетия. Установлена статистическая связь между индексами атмосферной циркуляции (NAO, AO, EAWR, SCAND) с колебаниями температуры воздуха на Европейской территории России и Республики Беларусь.

Рассмотрим вначале тенденции изменения температурно-влажностного периода на территории России в периоды 1976-2019 и 2001-2019 гг. по данным 1250 метеорологических станций, в затем климатические процессы происходящие на Европейской части России (ЕЧР) и Республики Беларусь по данным 95 длиннорядных станций (1900-2019 гг.).

Многолетние ряды исходных данных подвергались статистической обработке – находились средние величины, средние квадратические отклонения (СКО), аномалии температуры воздуха (ТВ) и атмосферных осадков, линейные тренды температуры и осадков для 2-х указанных периодов. Выделение низкочастотного компонента (НЧК) в метеорологических рядах осуществлялись с помощью фильтра Поттера с точкой отсечения 10 лет и более. Достоверность результатов оценивалась с помощью критерия Фишера.

Были построены карты линейных трендов для температуры воздуха и осадков для годовых значений и центральных месяцев сезонов, что позволило проанализировать особенности современного потепления климата на обширной территории. Так, в январе в период 1979-2019 гг. наибольшая скорость потепления наблюдается в Средней Сибири, арктическом побережье и арктических островах от Новой Земли до Новосибирских островов, где величина коэффициента наклонного тренда (КНЛТ) достигает 1,2ºС/10 лет, на Европейской части России (ЕЧР) (за исключением северо-запада) и в Беларуси значения КНЛТ меняются в пределах 0,20-0,59ºС/10 лет. В апреле вся территория ЕЧР и Беларуси охвачена потеплением с максимумом на северо-востоке, где КНЛТ достигает значения 1,2º/10 лет. На востоке Беларуси КНЛТ = 0,6ºС/10 лет. В июле запад и юго-запад ЕЧР, а также территория Беларуси заняты достаточно интенсивной областью потепления (КНЛТ в районе Минска достигает 0,8ºС/10 лет). На большей части территории России преобладает достаточно слабый рост ТВ со скоростью от 0,2 до 0,59ºС/10 лет. В октябре наиболее интенсивный рост ТВ наблюдается на севере Сибири, где КНЛТ достигает 1,2ºС/10 лет, на востоке ЕЧР КНЛТ = 0,8ºС/10 лет, на западе ЕЧР как и в Беларуси процесс потепления менее заметны (КНЛТ ~ 0,4ºС/10 лет). Тренды среднегодовой температуры свидетельствуют о потеплении климата на всей территории России и Беларуси. Причем в центре ЕЧР потепление происходит с меньшей скоростью, чем в Беларуси, где КНЛТ достигает 0,6ºС/10 лет.

Коэффициенты наклона линейного тренда рассчитанные для периода 2001-2019 гг. заметно отличаются от ранее рассмотренных. Так, в январе практически вся территория ЕЧР и Беларуси испытывает похолодание (на территории Беларуси КНЛТ = -1,0ºС/10 лет). В июле также тренд отрицателен, скорость похолодания наибольшая на северо-западе ЕЧР (-1,5ºС/10 лет), а в Беларуси КНЛТ = -1,0ºС/10 лет. Однако годовая картина свидетельствует о потеплении климата на всей Европейской территории России и в Беларуси, где КНЛТ =

0,5ºС/10 лет. Понижение температуры воздуха в январе и июле объясняется, так называемой, 15-летней паузой в глобальном потеплении климата в начале 21 века.

Картина в распределении атмосферных осадков по месяцам более неоднородна, чем годовая. Тренды, построенные по годовым значениям сумм осадков, свидетельствуют об их усилении на большей территории России за исключением центра и юга ЕЧР, где КНЛТ ~ -10-14 мм/год. Распределение атмосферных осадков на территории Беларуси более однородное.

Климатические изменения нашли отклик в ряде прикладных показателей. Продолжительность отопительного периода (ССТ ≤ 8°С) в 1976-2019 гг. на всей территории России сократилась, особенно на арктическом побережье Западной и Средней Сибири, где скорость ее уменьшения составила 4-5 дней/10 лет, на большей части территории России эта величина составила 2-3 дня/10 лет.

В период 2001-2019 гг. картина резко изменилась. Так, в центральной части и на юго-востоке ЕЧР, на юге Западной Сибири продолжительность отопительного периода (ОП) увеличивалась со скоростью на 6-7 дней/10 лет, на севере ЕЧР, Западной Сибири, наоборот, уменьшилась со скоростью 5-6 дней/10 лет, пространственная картина тенденций изменения ОП неоднородная (на значительной части Сибири продолжительность ОП сократилась со скоростью 2-3 дня/10 лет).

Продолжительность вегетационного периода (средняя суточная температура (ССТ) выше 5°С) возрастала в период 1976-2019 гг. по всей территории России с различной скоростью. Наибольшая скорость отмечена на о. Новая Земля (12 дней/10 лет), а наименьшая на юге и юго-востоке ЕЧР (0-1 дней/10 лет). На большей части ЕЧР и Сибири продолжительность вегетационного период возрастала со скоростью 2-3 дня/10 лет. Картина выглядит значительно контрастнее в период 2001-2019 гг. В этом случае на севере ЕЧР и Западной Сибири продолжительность вегетационного периода растет со скоростью 8-9 дней/10 лет, а на значительной территории ЕЧР, Сибири и Приморья, наоборот, уменьшается со скоростью 2-3 дня/10 лет. Сказывается влияние паузы потепления в начале XXI века.

В качестве интегральной характеристики аномальности поля температуры воздуха на ЕЧР использовались параметры Багрова (К) и Токарева ($К_Т$), позволяющие оценивать не только величину аномалии Δ, но и ее знак. Параметры К и $К_Т$ рассчитывались по формулам:

$$K = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left(\frac{\Delta Ti}{\sigma_i}\right)^2 \quad (1)$$

$$K_T = \frac{1}{N+M}\left[\left[\sum_{i=1}^{N}\left(\frac{\Delta T_{+i}}{\sigma_i}\right)^2\right] - \sum_{i=1}^{M}\left(\frac{\Delta T_{-i}}{\sigma_i}\right)^2\right] \quad (2)$$

где N – количество точек с положительной аномалией температуры T+, M – количество точек с отрицательной аномалией температуры T-, σ – среднее квадратическое отклонение температуры в точке i.

В том случае, когда площадь, занятая аномалией одного знака, превышает 70%, величина параметра $К_Т$ резко увеличивается [2]. При К < 0,6 аномальность можно считать малой, при 0,6 ≤ К ≤ 1,1 – средней, при 1,1 ≤ К ≤ 1,6 – значительной, при 1,6 ≤ К ≤ 2,1 – крупной и при К > 2,1 экстремальной.

По данным 95 станций, расположенных на ЕЧР и Республики Беларусь в период 1900-2019 гг. рассчитывался многолетний ход индексов аномальности К и $К_Т$ приземной температуры в зимний и летний сезоны и за год. Выявилось, что, рассчитанные по среднегодовым значениям температуры индексы Токарева, начиная с 1999 г., оказывались положительными, что свидетельствует о преобладании положительной аномалии температуры на рассматриваемой территории за последние 20 лет.

Анализ многолетнего хода индексов К и $К_Т$ по сезонам показывает значительную межгодовую изменчивость. При этом, если зимой наблюдалось 11 случаев экстремальных

значений индекса К (К>2,0), то летом 14. В процентном отношении это составляет 9 и 12% соответственно. Наибольшие значения индексов приходятся на знойное лето 2010 г. (К = $К_Т$ =7,6).

Для оценки экстремальности зим на ЕЧР в период 1900-2019 гг. использовался метод А.В. Мещерской [1], согласно которому интегральный показатель аномальности зим (α) определяется по формуле:

$$\alpha = \frac{1}{N}\sum_{k=1}^{\mathbb{N}} \frac{1}{2}\left(\frac{\Delta t_I}{\sigma_I} + \frac{\Delta t_{II}}{\sigma_{II}}\right)_K \qquad (3)$$

где N – число метеорологических станций (95), $\frac{\Delta t_I}{\sigma_I}, \frac{\Delta t_{II}}{\sigma_{II}}$ – нормированные аномалии температуры воздуха по станциям (К) за январь и февраль соответственно, σ_I, σ_{II} – средние квадратические отклонения температуры для этих месяцев.

При α < -0,9 на ЕЧР зима считается экстремально холодной, а при α > 1,0 экстремально теплой. Согласно расчетам, экстремально холодные зимы были в 1911, 1912, 1917, 1929, 1940, 1942, 1950, 1954, 1956, 1969, 1972, 1985, а экстремально теплые в 1925, 1944, 1995, 2002 гг. При этом величина коэффициента линейного тренда показателя α КНЛТ = 0,047 ед/10 лет, что свидетельствует о потеплении зим на ЕТР. Вклад в общую дисперсию исходного ряда α низкочастотной компоненты с периодом более 15 лет составил 17%. Ход НЧК индекса суровости зим α выявил временные участки, на которых отмечалась наибольшая скорость похолодания (потепления) зим. Так, с 1971 по 1997 гг. отмечается наибольшая скорость роста α (потепление зим), затем в 1997-2009 гг. (12 лет) наблюдалось похолодание зим и с 2010 по 2019 гг. вновь наблюдалось потепление зим. При этом коэффициент корреляции между индексами α и $К_Т$ достигает значения 0,86.

С целью выявления долговременных тенденций изменения термического режима построены линейные тренды температуры воздуха для каждого из месяцев зимнего и летнего сезонов, годовых значений. Для выделения температурных долговременных колебаний в период 1900-2019 гг. рассчитывались низкочастотные компоненты (НЧК) с периодом более 20 лет. Результаты расчетов представлены в таблице 1.

Как видно из табл. 1, на рассматриваемой территории хорошо проявляется годовой ход ТВ с минимумами в январе (-11,30°С) и максимумами в июле (18,38°С). Годовая амплитуда составляет 29,68°С. Средние квадратические отклонения ТВ меняются в пределах от 3,19°С (февраля) до 1,24°С (август). Наибольшее значение коэффициента наклонного линейного тренда (КНЛТ) приходится на март (0,290°С/10 лет), а наименьшее на август (0,068°С/10 лет). Выделяется также декабрь, где КНЛТ=0,226°С/10 лет. Таким образом, по осредненным данным по территории во все месяцы года наблюдается потепление, но с различной интенсивностью. Как видно из табл. 1, осредненное за год значение КНЛТ равно 0,147°С/10 лет, при этом в зимний период скорость потепления (А=0,190°С/10 лет) вдвое превышает летнюю скорость потепления (А=0,081°С/10 лет). В целом средняя годовая ТВ всей рассматриваемой территории составляет 3,45°С, СКО=0,96°С, а скорость потепления составляет 0,147°С/10 лет.

Таблица 1. Характеристики изменения осредненной по территории Европейской части России и Беларуси температуры воздуха в период 1900-2019 гг.

Месяц	Av,°C	Rms,°C	A,°C/10 лет	R^2L,%	R^2F,%
I	-11,30	3,02	0,165	2	12
II	-10,54	3,19	0,195	3	12
III	-4,95	2,50	0,290	15	24
IV	3,68	1,95	0,161	7	12
V	10,68	1,75	0,171	10	17
VI	15,89	1,33	0,081	3	11
VII	18,38	1,30	0,094	5	15
VIII	16,49	1,24	0,068	2	23
IX	10,84	1,34	0,090	4	15
X	3,83	1,78	0,127	5	15
XI	-3,12	2,20	0,094	1	18
XII	-8,51	2,83	0,226	6	12
I-XII	3,45	0,96	0,147	27	38
XII-II	-9,60	2,07	0,190	9	15
VI-VII	16,92	0,90	0,081	8	22

Примечание: Av – среднее значение (°C), Rms – среднее квадратическое отклонение (°C), A – КНЛТ (°C/10 лет), R2L – коэффициент детерминации линейного тренда (%), R2F – коэффициент детерминации низкочастотной компоненты (%).

К числу важнейших факторов влияющих на характер атмосферных процессов относится циркуляция атмосферы. С целью оценки ее влияния на температурный режим регионов России рассчитывались коэффициенты парной корреляции между среднемесячными значениями температуры воздуха 26 станций и индексами атмосферной циркуляции: NAO, AO, EAWR, SCAND в 1966 – 2019 гг. Достаточно тесные положительные связи выявлены для многих Европейских и Азиатских регионов в холодное время года с индексами NAO и AO, значимые отрицательные связи с индексом EAWR в теплое время года, с индексом SCAND значимые отрицательные связи для Сибирских городов на протяжении всего года.

1. Мещерская А.В., Голод М.П. Каталоги аномальности зим на территории России. Труды ГГО, вып. 579, 2015, с. 129-161.

2. Токарев В.Г. Об изменчивости и аномальности сравнений средней сезонной температуры воздуха в первую половину лета в Западной Сибири. Труды ЗапСиб НИИ Госкомгидромета, 1983, вып. 59, с. 20-26.

СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ХАРАКТЕРИСТИК ЦИКЛОНОВ И АНТИЦИКЛОНОВ НАД ТЕРРИТОРИЕЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ СИНОПТИЧЕСКИХ КАРТ

Поднебесных Н.В.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
podnebesnykhnv@inbox.ru

Циклоны и антициклоны являются подвижными атмосферными вихрями и оказывают заметное воздействие на погоду и климат внетропических широт [1]. С движением циклонов связаны локальные вариации температуры, осадков, облачности и ветра, в то время как подвижные антициклоны приносят в регионы длительные периоды малооблачной и сухой погоды [2], а малоподвижные (блокирующие) антициклоны могут вызывать длительные явления жары или холода [3]. В разные сезоны года наблюдаются существенные отличия характеристик барических образований, поэтому изучение их сезонного хода на продолжительных временных интервалах представляет теоретический и практический интерес.

На территории Сибири в зимний период основными климатообразующими факторами являются Азиатский антициклон, развитая циклоническая деятельность на арктическом и староарктическом фронтах, а также интенсивные процессы цикло- и антициклогенеза. В весенний период большое влияние оказывает энергичный межширотный обмен, который обусловлен обострением фронтальных зон и усилением циклогенеза. Процессы антициклогенеза над Сибирью в летний период ослабевают благодаря прогреву континента и из-за значительного ослабления азиатского антициклона, в тоже время в данный сезон года увеличивается повторяемость циклонов. Осенний период характеризуется резким спадом общего уровня температур в связи с увеличением контрастов между субтропическими, умеренными и полярными широтами. Увеличиваются горизонтальные градиенты давления воздуха, что ведет к усилению общего западно-восточного переноса воздушных масс, активизации циклонической деятельности на арктическом и полярном фронтах.

В данной работе рассматривается изменение характеристик циклонов и антициклонов на территории Сибири (50-70°с.ш. и 60-110°в.д.) для климатически значимого временного интервала 1976-2018 гг. в разные сезоны года. В качестве исходной базы использованы срочные синоптические карты AT_{1000} (00, 06, 12, 18 часов СГВ) с последующей ручной обработкой (мануальным трекингом). В ходе изучения циклонов и антициклонов были рассмотрены такие их характеристики как: число, давление в центре (гПа), продолжительность (сутки) и траектория движения.

Методика мануального трекинга, применявшаяся для ручной обработки приземных синоптических карт приведена в работе [4]. Характеристики барических образований, анализируемые в настоящей работе, были получены одним оператором. Для определения допускаемой при этом индивидуальной ошибки была реализована методика, описанная в работе [5]. Классификация циклонов и антициклонов по траекториям их вхождения на исследуемую территорию приведена в работе [6].

За период с 1976 по 2018 гг. на территории Сибири отмечено 2315 циклонов (среднегодовое число составляет 55) и 1827 антициклонов (среднегодовое число составляет 45).

В сезонном распределении числа барических образований наибольшее число, как циклонов, так и антициклонов отмечается в весенний период. Так с 1976 по 2018 годы над Сибирью в данный период было отмечено 653 циклона и 530 антициклонов (с максимальным значением числа циклонов в мае, а антициклонов в апреле). Наименьшее число циклонов наблюдается в летний период, их число составило 521 (с минимальным значением величины

в июле), а для антициклонов наименьшее число отмечается в зимний период, со значением 397 (с минимальным значением величины в январе).

При изучение многолетней динамики числа барических образований было показано, что максимальное число циклонов приходит на изучаемую территорию по северо-западным траекториям движения (563 циклона/42 года, при среднем годовом значении 13,4 циклонов), а минимальное по южным траекториям (245 циклона/42 года, при среднем годовом значении 5,8 циклонов), в то время как максимальное число антициклонов приходит на изучаемую территорию по западным траекториям движения (450 циклона/42 года, при среднем годовом значении 10,7 антициклонов), а минимальное по северо-западным траекториям (211 циклона/42 года, при среднем годовом значении 5,0 антициклонов).

Анализ данных показал увеличение числа как циклонов, так и антициклонов за последние годы, в 2012-2018 гг. Было выявлено, что в данные годы основной вклад в увеличение числа как циклонов, так и антициклонов вносят барические образования, смещающиеся по северным и южным траекториям движения. Данный факт указывает на усиление меридионального и ослабление зонального переносов над территорией Сибири в последние годы.

Изучение многолетних изменений величины давления в центрах барических образований показало, что среднее многолетнее значение давления в центрах циклонов в 1976-2018 гг. составляла 1000,1 гПа, изменяясь в пределах от 989,6 гПа до 1006,0 гПа, а средняя многолетняя величина давления в центрах антициклонов 1031,3 гПа, изменялась от 1026,3 гПа до 1040,5 гПа.

Рассмотрение многолетней динамики внутригодового хода давления в центрах барических образований показало, что наиболее глубокими циклоны являются в летний период с давлением в центрах 999,0 гПа (с минимальным значением величины в июле), а наименее глубокими в зимний период 1002,2 гПа (с максимальным значением величины в феврале). Что касается антициклонов, то наиболее интенсивными они являются в зимний период с давлением в центрах 1043,7 гПа (с максимальным значением величины в феврале), а наименее интенсивными в летний период 1019,2 гПа (с минимальным значением величины в июне).

Было выявлено, что наиболее глубокими за весь период исследования являются циклоны, двигающиеся по северо-западным траекториям движения (со средним многолетним значением 993,3 гПа), а наименее глубокими местные циклоны (со средним многолетним значением 1011,1 гПа. Наиболее высокими являются антициклоны с юго-восточными траекториями движения (со средним многолетним значением 1036,3 гПа), а наименее высокими западные антициклоны (со средним многолетним значением 1028,9 гПа).

Рассматривая многолетний ход давления в центрах барических образований можно выделить тот факт, что в первой половине анализируемого периода величина давления в центрах циклонов выше, чем во второй половине, а величина давления в центрах антициклонов в первой половине ниже, чем во второй половине, что говорит нам о том, что во второй половине исследуемого периода циклоны стали более глубоким, а антициклоны более интенсивными.

Проведенный анализ продолжительности воздействия барических образований на территорию Сибири показал, что средняя многолетняя продолжительность циклонов составляет 6 суток, а антициклонов 9 суток.

Анализ сезонного распределения продолжительности барических образований показало, что наиболее продолжительны циклоны осенью - 7 суток (с наибольшим значением величины в октябре), а наименее продолжительны весной - 5 суток (с наименьшим значением величины в мае). Антициклоны наиболее продолжительны зимой - 11 суток (с наибольшим значением величины в январе), а наименее продолжительны весной - 8 суток (с наименьшим значением величины в мае).

Наиболее продолжительными за период 1976-2018 гг. являются циклоны, двигающиеся по северо-западным траекториям движения (8 суток), наименее продолжительны местные

циклоны (3 сутки), наиболее продолжительны западные антициклоны (10 суток), а наименее продолжительными юго-западные (8 суток).

Из вышесказанного следует, что среднегодовая продолжительность общего воздействия на исследуемую территорию циклонов меньше, чем антициклонов, то есть в течение года антициклональная погода наблюдалась над территорией Сибири чаще, чем циклоническая.

В результате проведенных исследований многолетней изменчивости характеристик циклонов и антициклонов на территории Сибири в 1976-2018 гг. было получено, что к концу исследуемого периода число барических образований увеличилось, давление в центрах циклонов уменьшилось, т.е. циклоны стали более глубокими, давление в центрах антициклонов выросло, т.е. они стали более высокими, а их продолжительность уменьшилась. Те же тенденции наблюдаются и в сезонном масштабе, исключение составила продолжительность антициклонов в осенний период, когда она увеличилась. Наиболее ярко изменения проявили себя в последние годы, 2012-2018 гг., что служит иллюстрацией неустойчивости атмосферной циркуляции и нестабильности погоды в последние годы в Сибирском регионе.

1. McDonald R.E. Understanding the impact of climate change on Northern Hemisphere extra-tropical cyclones // Clim. Dyn. 2011. V. 37(7-8). P.1399-1425.

2. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2006. 582 с.

3. Browning K.A. The sting at the end of the tail: Damaging winds associated with extratropical cyclones // Q.J.R. Meteorol. Soc. 2004. V. 130. P. 375-399.

4. Поднебесных Н.В. Долговременные сезонные изменения атмосферной циркуляции над Сибирью в конце XX – начале XXI в. // Оптика атмосферы и океана. 2021. Т. 34. № 2. С. 143-147.

5. Чемекова Е.Т., Болтовская М.А., Логинов С.В., Пахместерова М.В., Терскова Н.С. Изменчивость вихревой активности на азиатской территории России в конце 20 и начале 21 веков // Десятое сибирское совещание по климато-экологическому мониторингу. 2013. С. 157.

6. Горбатенко В.П., Ипполитов И.И., Поднебесных Н.В. Циркуляция атмосферы над Западной Сибирью в 1976–2004 гг. // Метеорология и гидрология. 2007. №5. С. 28–36.

Секция 2
Экстремальные климатические и природные явления

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРОЯВЛЕНИЯ ЗАМОРОЗКОВ НА ТЕРРИТОРИИ ЮЖНОЙ ТАЙГИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Волкова Е.С.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
elevolko@yandex.ru

Наиболее пригодной территорией для развития сельского хозяйства в зоне тайги Западносибирской низменности является ее южная часть. На юге она граничит с лесостепной зоной, для которой присущи наиболее благоприятные агроклиматические условия, а на севере с подзоной средней тайги, где уже затруднительно вести полномасштабную сельскохозяйственную деятельность. Согласно Перечню лесорастительных зон лесных районов Российской Федерации исследуемая территория включает южные районы Тюменской и Томской областей, северные и центральные районы Омской, Новосибирской и Кемеровской областей. Дополнительно сюда относят и часть Красноярского края [1]. Здесь возделывают разнообразные культуры: на западе в структуре посевных площадей преобладают яровая пшеница, ячмень, овес, овощные, технические и плодово-ягодные культуры; в восточных районах – яровая и озимая пшеница, озимая рожь, овес, ячмень, гречиха, различные овощные, кормовые и зернобобовые культуры. Развитию растениеводства в этих районах способствуют достаточно оптимальное соотношение тепла и влаги, продолжительный период с положительными среднесуточными температурами воздуха, плодородные почвы. Но вместе с тем, существуют реальные риски для устойчивого функционирования сельскохозяйственного сектора экономики, обусловленные периодическими проявлениями опасных природно-климатических явлений. Для сферы растениеводства риски в большой степени связаны с высокой вероятностью наступления случаев поздних весенних и ранних осенних заморозков. Считается, что заморозки по наносимым ущербам сельскому хозяйству занимают второе место после засух. [2]. *Заморозки* определяются как понижение температуры воздуха и/или поверхности почвы (травостоя) до значений ниже 0°С на фоне положительных средних суточных температур воздуха в периоды активной вегетации сельхозкультур или уборки урожая, приводящее к их повреждению, а также к частичной или полной гибели урожая сельхозкультур [3].

Для предотвращения ущербов, наносимых этим опасным явлением, важной задачей становится анализ и пространственно-временная характеристика специфики проявления заморозков на исследуемой территории. Использование полученных результатов такого анализа в совокупности с фактической и прогностической гидрометеорологической информацией поможет заблаговременно применять меры защиты и эффективно вести хозяйственные мероприятия с учетом ожидаемой погоды [4].

Информационно-аналитическая база для данного исследования слагалась из материалов ООО «Расписание погоды» [5], международной базы метеоданных NCEL [6] за период с 2005 по 2021 гг. по 29 метеостанциям. Для хранения, обработки, анализа и визуализации массива данных использовалось программное обеспечение ArcGIS. С помощью статистических методов и встроенных инструментов пространственного анализа были оценены такие

показатели, как средняя продолжительность беззаморозкового периода; средняя многолетняя частота их проявления; крайние возможные даты летне-весенних и летне-осенних заморозков; вероятность случаев с заморозками, которая рассчитывалась через частоту реализации опасностей по отношению к их возможному числу.

Пространственно-временной анализ массива метеоданных по заморозкам показывает высокую вероятность их возникновения на территории южной тайги Западной Сибири. Практически ни один год по показателям представленных метеостанций не обходится без этого опасного для сферы растениеводства явления. Распределение по всей территории носит неоднородный характер и зависит от географического положения местности, превышения высот, особенностей подстилающей поверхности, климатических условий текущего года.

Анализируя общее количество дней с заморозками воздуха от даты перехода средней суточной температуры воздуха через + 5^0 С весной до даты перехода средней суточной температуры воздуха через + 5^0 осенью за последний 16-летний период, можно отметить, что показатель изменяется от 83 дней (ст. Усть-Ишим Омской области) до 294 дня (ст. Таурово Тюменской области), т.е. диапазон разброса составляет 211 дней. Средняя многолетняя частота проявления заморозков по территории довольно неоднородна и варьирует от 10 до 30 дней в году, увеличиваясь с юго-запада на северо-восток.

Если говорить о среднемноголетней продолжительности беззаморозкового периода во время периода вегетации, то картина будет следующей: максимальная продолжительность характерна для Тюменской и Омской областей (144-147 дней), минимальная – для Томской и Кемеровской областей (137-140). Самый короткий беззаморозковый период для разных территорий изменяется от 80 дней (ст. Пудино и Колпашево Томской области, 2006 г.) до 114 дней (ст. Ялуторовск Тюменской области, 2010 г.), т.е. имеет сходную территориальную закономерность со среднемноголетней продолжительностью беззаморозкового периода.

Обращают на себя внимание высокие значения вероятности возникновения заморозков в первой декаде мая: на западе от 75% (ст. Ялуторовск Тюменской области) до 94% для станции Мариинск Кемеровской области, расположенной на востоке исследуемого региона, т.е. преимущественно значения возрастают с запада на восток (рис. 1). По многолетним наблюдениям даты последних весенне-летних заморозков воздуха могут приходиться на вторую и последнюю декаду мая для всех южно-таежных районов. Вероятность их возникновения в последней декаде мая варьирует от 18 до 58%, в среднем составляя 32%. Заморозки в этот период наносят большой урон плодово-ягодным и овощным культурам, поскольку температура воздуха может опускаться ниже –1,5-2^0С.

Наиболее поздние заморозки для многих станций отмечаются в первой декаде июня (климатическая вероятность их появления в среднем для всей территории составляет 5%). Для восточных и северных станций вероятность достигает 12,5%. Иногда поздние заморозки случаются даже во второй декаде июня. Так, на ст. Таурово Тюменской области в 2019 г. последний заморозок зарегистрирован 15 июня, на ст. Бакчар Томской области – 12 июня 2021 г., на ст. Большие Уки Омской области – 10 июня 2021 г. Исследования более длительного ряда метеоданных по Новосибирской области свидетельствует, что самая поздняя дата заморозков отмечена здесь 26 июня 1955 г. [7]. В июньские заморозки, как правило, температура понижается не столь значительно, как в мае, варьирует от 0^0С до –1,5^0С, но даже такое понижение температуры в период активной вегетации в совокупности с продолжительными осадками может привести к гибели некоторых сельхозкультур. Аномальными годами, когда наблюдались наиболее поздние летне-весенние заморозки по некоторым метеостанциям, стали 2014 г., 2018 г. и 2021 г.

Осенью в 5% случаев заморозки могут возникать в конце августа при средней дате их появления 18 сентября. Осенние заморозки для большинства культур не столь, опасны как ранние весенние. Но, тем не менее, они способны нанести большой урон овощным культурам открытого грунта. На северных территориях южной тайги Западносибирской низменности наступление ранних летне-осенних заморозков с вероятностью около 20% начинается с последней декады августа. За исследуемый период самая ранняя дата осеннего заморозка

зарегистрирована 19 августа 2006 г. на ст. Бакчар Томской области (–4,2^{0}С).

Для большинства станций, расположенных в западных и более южных частях исследуемого района в этот период заморозки являются исключением. Так, например, для ст. Ялуторовск Тюменской области заморозков в первую декаду сентября за исследуемый период зарегистрировано не было. Однако, для восточной ст. Мариинск вероятность заморозков в начале осени уже равна 13% (рис. 1). По всем метеостанциям количество случаев с заморозками начинает увеличиваться во второй декаде сентября, достигая максимума к концу месяца с вероятностью 80%.

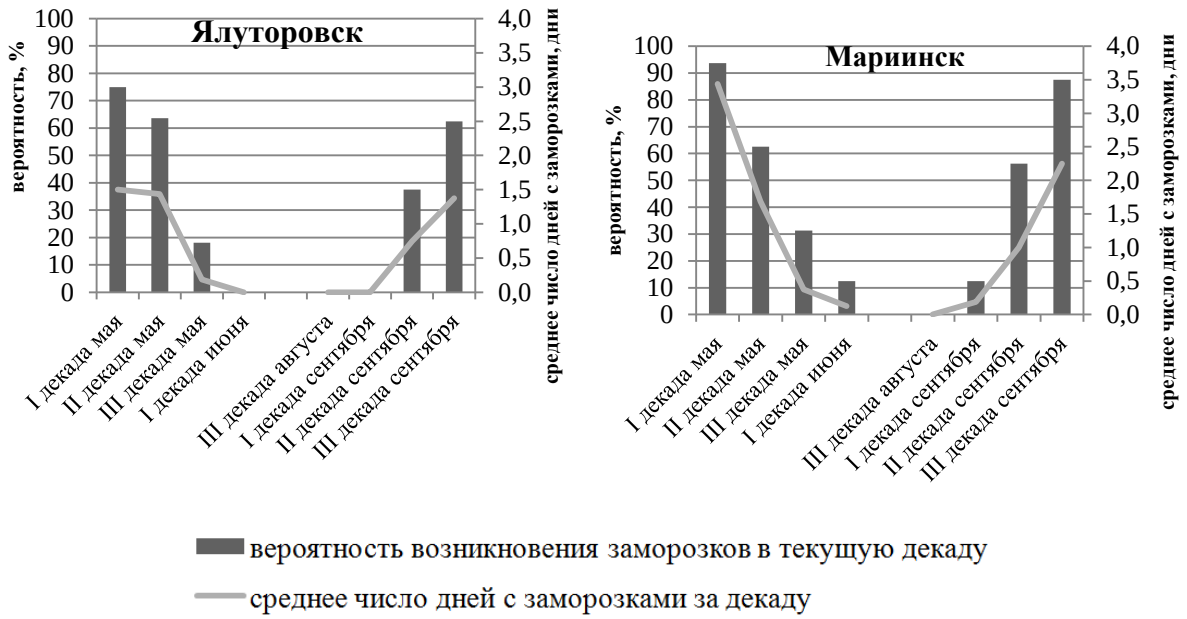


Рисунок 1. Среднемноголетнее распередение случаев с заморозками по декадам весенних, летних и осенних месяцев за период с 2005 по 2020 гг. по метеостанциям.

Проведенная пространственно-временная оценка указывает на большую вероятность проявления заморозков на территории южной тайги Западной Сибири в период вегетации растений. Знание территориальной специфики возможных рисков позволяет разрабатывать оптимальные схемы посадки и уборки сельхозкультур, рекомендации по адаптационным мерам их защиты, наиболее подходящих для конкретного района и культуры. Так, например, ранние посадки некоторых сельхозкультур, несмотря на увеличение периода активной вегетации, могут нанести значительный ущерб растениеводству. Эти ущербы могут быть сокращены путем корректировки сроков посевов, использования устойчивых сортов, выбора системы закрытого или открытого грунта и т.д.

Работа выполнена в рамках НИОКТР (№ 121031300226-5).

1. Приказ Минприроды России от 18.08.2014 N 367 (ред. от 19.02.2019) Об утверждении Перечня лесорастительных зон Российской Федерации и Перечня лесных районов Российской Федерации [Электронный ресурс]. – URL: https://legalacts.ru/doc/prikaz-minprirody-rossii-ot-18082014-n-367/ (дата обращения: 02.07.2021).

2. Коршунов А.А., Хандожко Л.А., Шаймарданов М.З. Проблемы экономической полезности использования гидрометеорологической информационной продукции. СПб.: Гидрометеоиздат – Обнинск; ВНИИГМИ-МЦД, 2000. – Вып. 169. – № 2. – 132 с.

3. Гидрометцентр России. Типовой перечень и критерии опасных метеорологических явлений [Электронный ресурс]. – URL: https://meteoinfo.ru/hazards-definitions (дата обращения: 14.07.2021).

4. Кижнер Л.И. Экономические аспекты обеспечения метеорологической информацией о заморозках в томской области. – Вестник Томского государственного университета. – 2014. – № 381. – С. 232-237.

5. Расписание погоды. rp5.ru [Электронный ресурс]. – URL: http://rp5.ru/Архив_погоды_ (дата обращения: 12.08.2021).

6. NOAA`s National Centers for Enviromental information [Электронный ресурс]. – URL: ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/gsod/ (дата обращения: 22.07.2021).

7. Воронина Л.В., Зарубина А.В. Исследование заморозков как экологически опасных явлений // Вестник СГУГиТ (Сибирского государственного университета геосистем и технологий). – 2010. – №2. [Электронный ресурс]. – URL: https://cyberleninka.ru/article/n/issledovanie-zamorozkov-kak-ekologicheski-opasnyh-yavleniy-1 (дата обращения: 20.04.2021).

ГОРОДСКОЙ ОСТРОВ ТЕПЛА НАД НОВОСИБИРСКОМ В ПЕРИОД АНОМАЛЬНО ЖАРКОЙ ПОГОДЫ ЛЕТОМ 2019 ГОДА

Газимов Т.Ф., Чурсин В.В.
Национальный исследовательский Томский государственный университет,
tf.gazimov@gmail.com

Урбанизация и индустриализация помимо улучшения качества жизни приводит также и к негативным последствиям. К таким негативным последствиям относится изменение местного климата городов, проявляющееся, например, в формировании городского острова тепла (Urban Heat Island – UHI). Эффект UHI проявляется в повышении температуры внутри города по сравнению с окружающими внегородскими территориями [1]

Актуальность в изучении городского острова тепла растет вместе с ростом городов. По данным Организации Объединенных Наций в 2018 году примерно 55,3% жителей Земли проживало в городских поселениях, а к 2030 их число увеличится до 60% [2]. В связи с чем все большее количество людей затрагивают проблемы, связанные с возникновением UHI, среди которых: увеличение потребление энергии, изменение ареалов обитания патогенных микроорганизмов и вредителей, увеличение количества выпадающих осадков и даже увеличение смертности [3]. Согласно [4] было выявлено, что около половины от общей смертности, связанной с жарой во время волны тепла в Уэст-Мидлендсе (Великобритания), было вызвано последствиями влияния городского острова тепла. В целом же количество смертей городских жителей от жары увеличивается. Так, по данным [5] смертность выросла на 0,21 % за период с 2000 по 2019 год.

Принято выделять следующие типы UHI в зависимости от исследуемого слоя и типа используемых данных: подповерхностный UHI (Subsurface UHI – UHISub), поверхностный UHI (Surface UHI – UHI_{Surf}), UHI городского «полога» (Urban Canopy Layer – UHI_{UCL}), UHI городского пограничного слоя (Urban Boundary Layer – UHI_{UBL}) [1].

В настоящей работе был рассмотрен поверхностный городской остров тепла (UHI_{Surf}) города Новосибирск во время аномально жаркой погоды с 29.07.19 по 02.08.19. В указанный период на территории Новосибирской области наблюдались температуры воздуха выше 30°C, что соответствует критерию опасного явления [6].

Для изучения UHI_{Surf} используются данные дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), которые позволяют получить единовременно информацию о тепловом излучении поверхности Земли с большим пространственным охватом, что является преимуществом в сравнении с наземными наблюдениями.

В работе в качестве информации о тепловом излучении Земли были использованы данные, получаемые со спутника Landsat 8, который оборудован инструментом TIRS (Thermal InfraRed Sensor), предназначенным для получения изображений в ИК-диапазоне (10, 11 каналы). Были выбраны изображения за 29 и 31 июля 2019 года, из которых было составлено единое изображение на основе 10 канала (10,6-11,9 мкм). Далее согласно алгоритму расчета, представленному в работе [7], отражаемость 10 канала была переведена в значения температуры поверхности Земли. Снимки Landsat 8 доступны в свободном доступе на интернет-ресурсе Earth Explorer [8].

Основным способом оценки величины UHI является определение его интенсивности, которая представляет собой:

$$UHI = \Delta T_{U-R} = T_U - T_R$$

где T_U – максимальная температура внутри города, T_R – репрезентативная температуры вне города.

Однако возникает сложность с выбором репрезентативных точек, которые отвечали бы свойствам городских и внегородских поверхностей. В данной работе представлен пример использования расчета интенсивности UHI_{Surf} на основе индикаторов, предложенных в

работах [9, 10], согласно которым параметры оценки интенсивности UHI можно разделить на две категории: 1) подход, основанный на закономерностях температуры (UHI-driven); 2) подход, при котором сначала определяется тип растительного покрова, а затем различия в температуре (Land-cover-driven). Данные о типе растительного покрова (Land Cover – LC) были получены с помощью глобальной карты растительного покрова за 2019 год, составленной в рамках глобальной международной программы «Copernicus» [11].

Ниже представлена таблица, где указана методика расчета показателей интенсивности UHI_{Surf}.

Таблица 1. Типология показателей интенсивности UHI_{Surf} относительно температуры поверхности Земли (LST).

Категория	Индикатор	Формулы расчета	Применялось в работе
UHI-driven	Величина	$LST_{макс}$ - $LST_{сред}$	Используются пиксели внутри 9 буферов
	Диапазон	$LST_{макс}$ - $LST_{мин}$	
Land-cover-driven	Городские-внегородские территории	LST [пиксели с высокой плотностью непроницаемой поверхности] - LST [пиксели с низкой плотностью непроницаемой поверхности]	$LST_{сред}$ (буфер м/с На Советской) - $LST_{сред}$ (буфер м/с Колывань)
	Городские-с/х территории	$LST_{сред}$ [все городские пиксели] - $LST_{сред}$ [пиксели с/х территорий]	$LST_{сред}$ [городские пиксели внутри 9 буферов] - $LST_{сред}$ [пиксели пахотных земель внутри 9 буферов]

Оценка интенсивности проводилась по 9 метеостанциям, из которых 5 принято за городские (На Советской, Обская ГМО, Огурцово, Учебная, Планетарий) и 4 за внегородские (Коченево, Колывань, Мошково и Искитим). Вокруг метеостанций была выбрана буферная зона с радиусом в 1 км для расчета индикаторов UHI_{Surf}. Буферная зона для метеостанции «Обская ГМО» была уменьшена согласно границам реки Обь для исключения ее влияния на результат расчета интенсивности UHI.

Ниже на рисунке 1 представлена карта распределений значений температуры поверхности Земли (Land Surface Temperature – LST) по всей территории исследования, а также внутри границ буферов метеостанций.

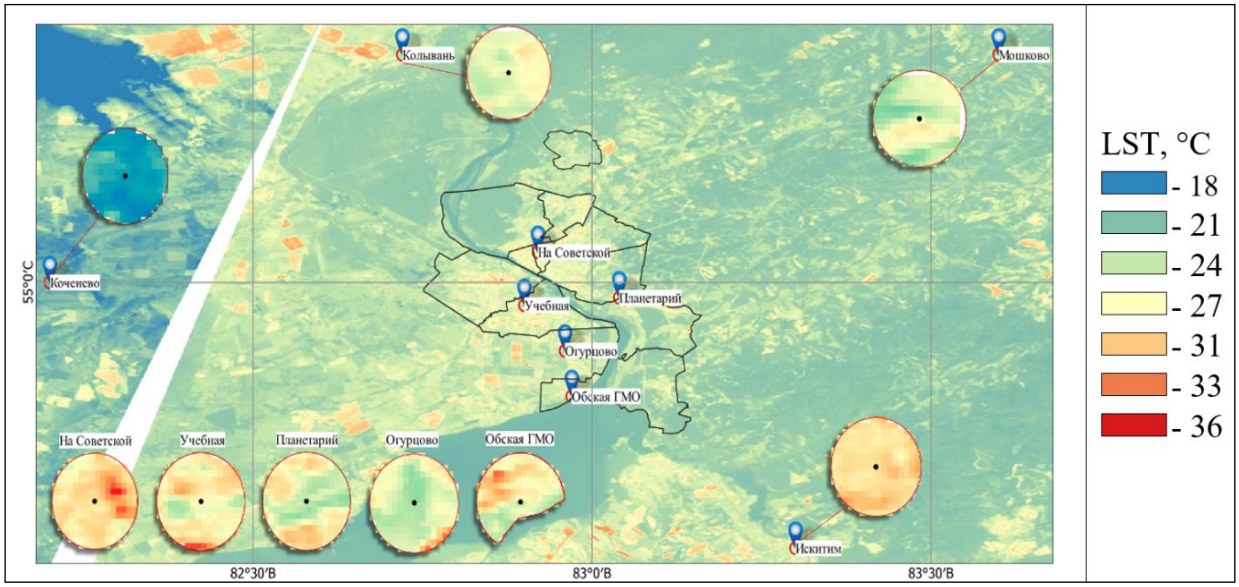


Рисунок 1. Карта пространственного распределения LST.

Для расчета индикатора «городские-внегородские территории» категории land-cover-driven необходимо было отобрать буферы тех метеостанций, которые бы соответствовали максимальному и минимальному количеству пикселей с непроницаемой поверхности. Метеостанция с высокой плотностью пикселей с непроницаемыми поверхностями была выбрана «На Советской» (100% от общего числа пикселей), находящаяся в центре города, а с низкой плотностью – Колывань, согласно карте типов растительного покрова, в этом районе наименьшее количество городской застройки (45% от общего числа пикселей). В целом же для буферов внегородских метеостанций среднее количество пикселов городской застройки составляет 65%, для буферов городских метеостанций – 76%.

Результаты расчета индикаторов интенсивности UHI представлены в таблице 2.

Таблица 2. Значения индикаторов интенсивности UHI

Категория	Индикатор	UHI_{Surf}, °C
UHI-driven	Величина	9,64°C
	Диапазон	17,72°C
Land-cover-driven	Городские-внегородские территории	2,88°C
	Городские-с/х территории	1,20°C

Исходя из полученных значений поверхностного городского острова тепла, можно сделать предварительный вывод о том, что индикаторы UHI, основанные только на температурных различиях менее информативны и, по всей видимости, склонны к завышению интенсивности городского острова тепла: максимальное значение поверхностного городского острова тепла соответствует индикатору диапазона UHI_{Surf} и составило 17,72 °C, а минимальное для индикатора, сравнивающего городские и с/х территории – 1,2 °C.

Положительные значения всех индикаторов UHI_{Surf} говорит о формировании тепловой аномалии внутри города. Это указывает на наличие поверхностного острова тепла в дни аномально жаркой погоды в городе Новосибирск – 29 и 31 июля 2019 года.

Полученные результаты также сопоставимы с данными, полученными в работе [10] для Лейпцига, где индикатор диапазона UHI_{Surf} равен ~12,5 °C, а индикатор городские-с/х территории равен ~1 °C.

1. Urban climates / T. R. Oke, G. Mills, A. Christen, J. A. Voogt. – Cambridge: Cambridge University Press, 2017. – 519 p.

2. The world's Cities in 2018. Data Booklet [Электронный ресурс] / URL: https://www.un-ilibrary.org/content/books/9789210476102 (дата обращения 13.07.2021)

3. Yow D. Urban Heat Islands: Observations, Impacts, and Adaptation // Geography Compass. – 2007. – Vol. 1, № 6. – P. 1227-1251.

4. Heaviside C. Attribution of mortality to the Urban Heat Island during heatwaves in the West Midlands, UK / C. Heaviside, S. Vardoulakis, X. Cai // Environmental Health. – 2016. – Vol. 15. – P. 49-59

5. Global, regional, and national burden of mortality associated with non-optimal ambient temperatures from 2000 to 2019: a three-stage modelling study / Q. Zhao, Y. Guo, T. Ye [et al.] // The Lancet Planetary Health. – 2021. – Vol. 5, №. 7. – P. e415-e425.

6. Перечень опасных явлений [Электронный ресурс] / URL: http://meteo-nso.ru/pages/115 (дата обращения 18.07.2021)

7. Analytical study of land surface temperature with NDVI and NDBI using Landsat 8 OLI and TIRS data in Florence and Naples city, Italy / S. Guha, H. Govil, A. Dey, N. Gill // European Journal Of Remote Sensing. – 2018. – Vol. 51, № 1. – P. 667-678.

8. Earth Explorer [Электронный ресурс] / URL: https://earthexplorer.usgs.gov/ (дата обращения 01.07.2021).

9. Comparison of the urban heat island intensity quantified by using air temperature and Landsat land surface temperature in Hangzhou, China / L. Sheng, X. Tang, H. You [et al.] // Ecological Indicators. – 2017. – № 72. – P. 738-746.

10. Relationship of land surface and air temperatures and its implications for quantifying urban heat island indicators-An application for the city of Leipzig (Germany) / N. Schwarz, U. Schlink, U. Franck, K. Grossmann // Ecological Indicators. – 2012. – Vol. 18. – P. 693-704.

11. Land Cover Viewer [Электронный ресурс] / URL: https://lcviewer.vito.be/2019 (дата обращения 27.06.2021).

ПРОСТРАНСТВЕННЫЕ И ВРЕМЕННЫЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛЕЙ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ И СКОРОСТИ ВОСХОДЯЩИХ ПОТОКОВ НАД МЕЖДУРЕЧЬЕМ ОБЬ-ИРТЫШ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД

Горбатенко В.П.[1], *Пустовалов К.Н.*[1,2]
[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет
[2]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
vpgor@tpu.ru, const.pv@yandex.ru

Над территорией Западной Сибири чрезвычайные ситуации, обусловленные развитием глубокой мезомасштабной конвекции, в последнее десятилетие повторяются гораздо чаще, чем до 2000 г. [1]. Причем замечено увеличение конвективной облачности, ливневых осадков, гроз, града, смерчей. Увеличилось и число циклонов образующихся над Западной Сибирью и оказывающих влияние на увеличение повторяемости опасных конвективных явлений [2].

В результате наблюдающегося потепления происходит поднятие тропопаузы как в тропиках, так и во внетропических широтах. В высоких широтах дополнительным фактором, влияющим на изменение высоты тропопаузы, является уменьшение статической устойчивости, в результате которого увеличивается толщина слоя с неустойчивой стратификацией [3]. Именно эти процессы и наблюдаются в атмосфере Западной Сибири. Большую роль, как в усилении неустойчивости атмосферы, так и её ослаблении играет подстилающая поверхность. Есть несколько важных характеристик приземного слоя атмосферы, поддерживаемых состоянием подстилающей поверхности, которые усиливают вероятность развития неустойчивости атмосферы и формирование конвективных процессов. Главная – это стратификация температуры в свободной атмосфере, которая формирует энергию неустойчивости и усиление восходящих конвективных движений. Важнейшим фактором, приводящим к развитию опасных конвективных явлений, также является высокая влажность в пограничном слое атмосферы, формирующаяся за счет испарения с подстилающей поверхности. Например, для образования *Cb* необходимо наличие высоких значений точки росы у поверхности земли – не ниже 14–16 °С и высокое влагосодержание в слое атмосферы 850–700 гПа [4]. Заключающим звеном в цепочке важнейших факторов является Лапласиан приземного давления. Лапласиан приземного давления (ΔP) характеризует конвергенцию воздушных масс в нижнем слое тропосферы, благоприятствующую развитию восходящих движений [5].

Положительные значения лапласиана давления характерны для циклонической кривизны приземных изобар и формированию восходящих вертикальных движений, которые создают благоприятные условия для развития кучево-дождевой облачности, ливней и гроз. Лапласиан приземного давления, отражающий циклоничность у Земли и, как следствие, конвергенцию горизонтальных приземных потоков воздуха, необходимых для обеспечения подъема массы достаточно влажного и теплого воздуха восходящими потоками (что следует из уравнения неразрывности), является вторым (после максимальной конвективной скорости) по важности предиктором при прогнозе шквалов. Например, для лапласиана приземного давления среднее значение при шквале составляет 0,9 гПа/(600 км)^2, что оптимально для его возникновения. Без шквала среднее значение лапласиана равно -2,9 гПа/(600 км)^2 [6].

Поскольку в последние десятилетия в атмосфере северного полушария земли преобладает меридиональная циркуляция, выход на исследуемую территорию теплых воздушных масс с южных направлений, несомненно, участился. При наличии практически неограниченных источников местной влаги в виде болотных комплексов, неустойчивость атмосферы несомненно может увеличиваться. Кроме того в последнее десятилетие над болотными комплексами междуречья Обь-Иртыш происходят изменения состояния пограничного слоя атмосферы, обусловленные изменением температурных свойств

подстилающей поверхности [7]. Поэтому есть основания предполагать наличие изменений термодинамических характеристик всей толщи тропосферы Западной Сибири, приводящих к усилению турбулентных потоков и повторяемости опасных конвективных явлений.

Целью настоящей работы является анализ полей температуры воздуха, давления и скорости восходящих потоков над территорией Западной Сибири.

Значения температуры воздуха у поверхности земли, атмосферного давления (геопотенциальной высоты) у поверхности земли и на уровне 850 гПа (~1500 м), скорости вертикальных движений на уровне 950 гПа (~500 м) определялись в узлах сетки 0,25° × 0,25° по данным реанализа ERA5 (ECMWF) [8]. Анализ полей температуры воздуха представлен в [9] и свидетельствует о ее увеличении в междуречье Обь-Иртыш в последнее десятилетие. Расчёт средних значений полей давления у поверхности земли и на высоте поверхности 850 гПа оценивался в 09:00 и 18:00 ВСВ для летних месяцев периода 1990–2019 гг., а также отдельные десятилетия этого периода. Поля давления атмосферы у поверхности Земли и на уровне 850 гПа представлены на рисунках 1, 2.

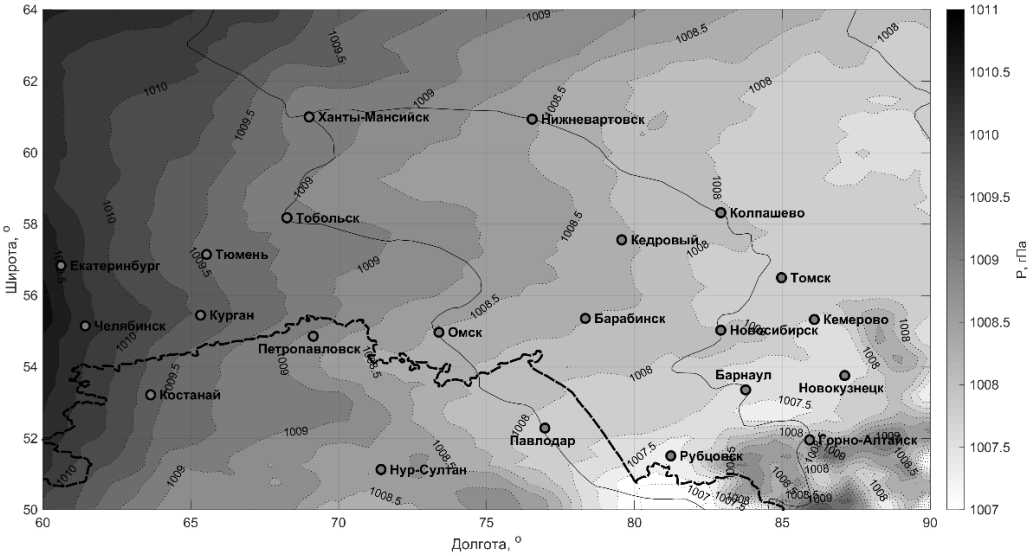


Рисунок 1. Среднее арифметические значения давления у поверхности земли в срок 09:00 ВСВ за летние месяцы периода 1990–2019 гг.

У поверхности земли присутствует ярко выраженная циклоническая кривизна, центр которой расположен над междуречием Обь-Иртыш, что способствует формированию условий, благоприятствующих развитию мезомасштабной конвекции всех трех подгрупп. Более того, над этой территорией присутствует и высотная ложбина на уровне 850 гПа, что говорит в высокой степени неустойчивости атмосферы в слое до 1,5 км. Более того, анализ полей распределения за отдельные десятилетия убедительно демонстрирует увеличение цикличности как в дневное, так и в ночное время.

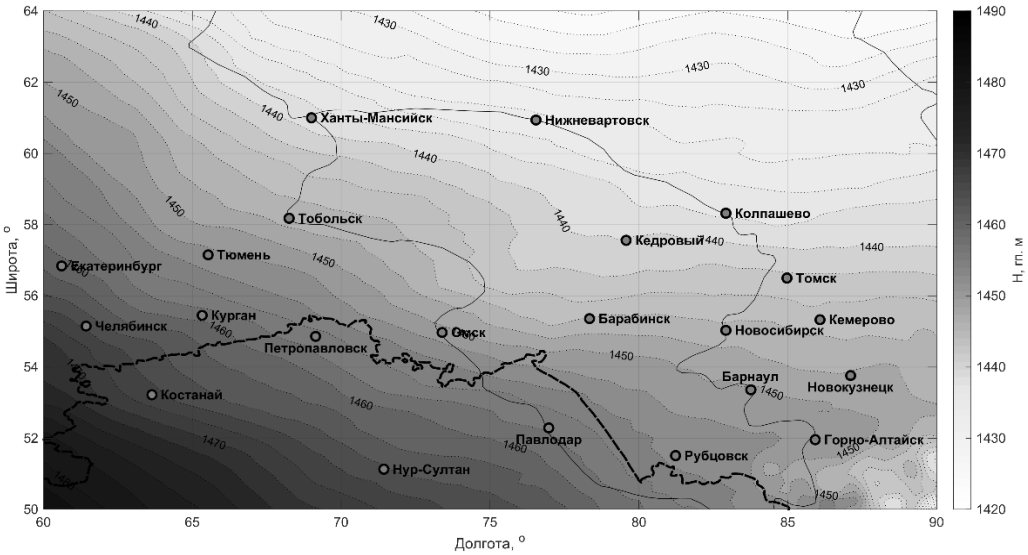


Рисунок 2. Среднее арифметические значения давления (геопотенциальной высоты) на высоте 850 гПа в срок 09:00 ВСВ за летние месяцы периода 1990–2019 гг.

Расчёт средних значений полей вертикальной скорости на уровне 950 гПа проводился в 09:00 и 18:00 ВСВ для летних месяцев 1990–2019 гг., а также в отдельные десятилетия этого периода (рис. 3, 4). На основе оценок скоростней вертикальных потоков в различные десятилетия выполнялся расчёт междекадной изменчивости скорости восходящих потоков (w). Отрицательные значения w соответствуют восходящим движениям.

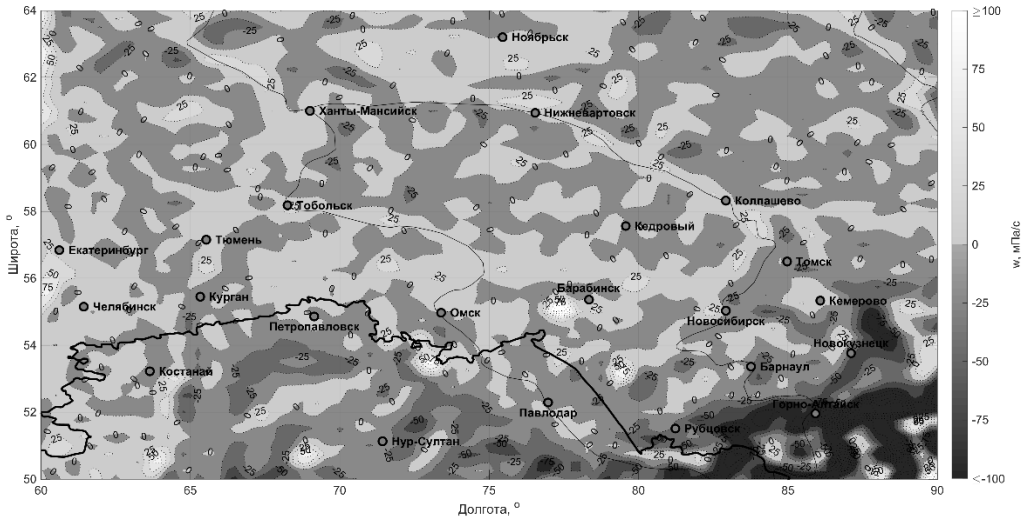


Рисунок 3. Средние значения скорости вертикальных потоков (мПа/с) на уровне 950 гПа в летний период 1990–1999 гг. в сроки 9:00 ВСВ.

Оценки междекадной изменчивости w показали, что в последнее десятилетие отмечается значительное увеличение площади зон с восходящими потоками, а также скорости восходящих движений в них ($\Delta w < 0$) как в дневное, так и в ночное время. Наиболее сильные междекадные изменения w отмечаются над Барабинской низменностью, Салаирским Кряжем и Кузнецким Алатау, Обь-Иртышским междуречьем и Среднеобской низменностью, а также на северо-востоке региона (между городами Колпашево и Нижневартовск).

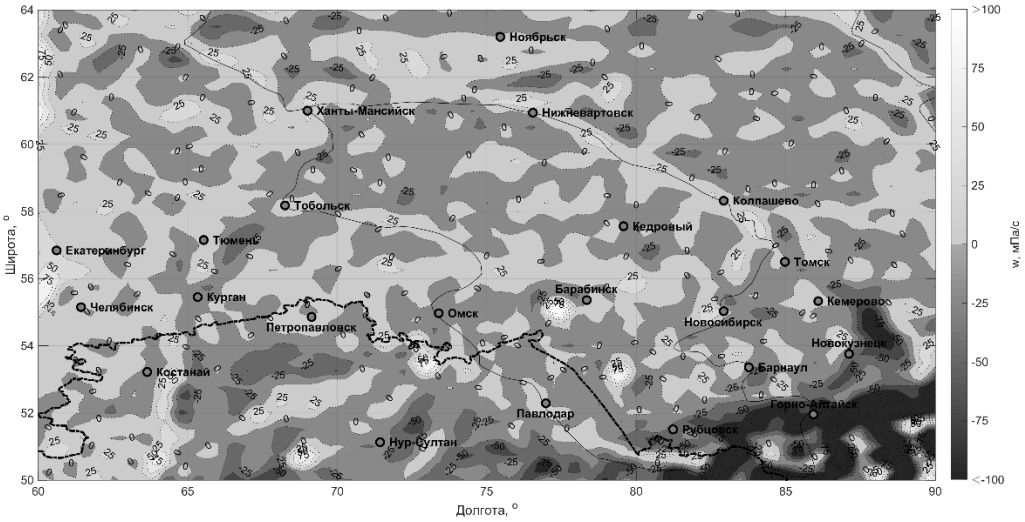


Рисунок 4. Средние значения скорости вертикальных потоков (мПа/с) на уровне 950 гПа в летний период 2010–2019 гг. в срок 9:00 ВСВ.

В результате проведённых исследований есть все основания утверждать, что атмосфера Западной Сибири в последнее десятилетние становится все более неустойчивой. Об этом свидетельствует пространственная и временная изменчивость полей температуры воздуха, атмосферного давления и скорости восходящих потоков.

Работа выполнена при поддержке госбюджетной темы (номер госрегистрации 121031300154-1).

1. Горбатенко В.П., Кужевская И.В., Пустовалов К.Н., Чурсин В.В., Константинова Д.А. Оценка изменчивости конвективного потенциала атмосферы в условиях изменяющегося климата Западной Сибири // Метеорология и гидрология. 2020.№ 5. С. 108–117.

2. Горбатенко В.П., Тунаев Е.Л., Пустовалов К.Н., Волкова М.А., Нечепуренко О.Е. Изменения циклогенеза над Западной Сибирью в 1976–2017 гг. // Фундаментальная и прикладная климатология. 2020. Т. 2. С. 35–57.

3. Боровко И.В., Крупчатников В.Н. Математическое моделирование реакции циркуляции Гадлея и стратификации внетропической тропосферы на изменения климата с помощью спектральной модели общей циркуляции атмосферы // СибЖВМ. 2015. Т. 18, № 1. С. 27–40.

4. Gorbatenko V., Nechepurenko O., Ershova T. Characteristics of atmosphere on days with thunderstorms in the Southeast of Western Siberia // IOP Conf. Series: Materials Science and Engineering. 2019. V. 698. P. 1–9.

5. Алексеева А.А. Метод прогноза сильных шквалов // Метеорология и гидрология. 2014. № 9. С. 5–15.

6. Лапчева В.Ф. Условия развития зон активной конвекции со смерчами и сильными шквалами // Труды Гидрометцентра СССР. 1989. Вып. 299. С. 39–50.

7. Глаголев М.В., Шнырев Н.А. Летне-осенняя эмиссия CH_4 естественными болотами Томской области и возможности ее пространственно-временной экстраполяции // Вестник МГУ, сер. Почвоведение. 2008. № 2. С. 24–36.

8. Copernicus Climate Change Service. – URL: https://cds.climate.copernicus.eu/.

9. Gorbatenko V.P., Pustovalov K.N., Konstantinova D.A. Convective potential of the atmosphere of Western Siberia amid global climate change // IOP Conference Series: Earth and Environmental Sciences. – 2020. – V. 611. – P. 012001-1–012001-6.

ГРОЗОВАЯ АКТИВНОСТЬ НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ ГРОЗОПЕЛЕНГАЦИОННОЙ СЕТИ WWLLN

Громова А.В.[1,2], Горбатенко В.П.[2], Нагорский П.М.[1], Пустовалов К.Н.[1,2]
[1]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск)
[2]Национальный исследовательский Томский государственный университет,
gromovaav@inbox.ru, vpgor@tpu.ru, npm_sta@mail.ru, const.pv@yandex.ru

Вплоть до конца XX века источниками информации о грозах являлись визуальные наблюдения на метеостанциях и эпизодические инструментальные наблюдения с помощью грозопеленгаторов, что не позволяло получить надёжных оценок о плотности разрядов молний над конкретной территорией. Начиная с 90-х гг. XX века дополнительными источниками информации о грозах стали метеорологические спутники. Так, с 1995 по 2000 гг. регистрация гроз из космоса осуществлялась с помощью аппарата Optical Transient Detector (OTD), установленного на спутнике MicroLab-1, а с 1997 по 2015 гг. – аппаратом Lightning Imaging Sensor (LIS) на спутнике TRMM [1, 2]. С начала XXI в. в мире активно развивается Всемирная сеть локализации молний – World Wide Lightning Location Network (WWLLN) [3].

Сеть WWLLN даёт информацию о грозовой активности над всем земным шаром посредствам регистрации электромагнитных сигналов от гроз в ОНЧ-диапазоне (3–30 кГц). В настоящее время сеть состоит из более 40 пунктов приёма, в том числе на территории России. Согласно [4], грозопеленгационная сеть WWLLN обеспечивает беспрецедентную возможность локализации молниевых разрядов в глобальном масштабе с высоким пространственным разрешением и позволяет получить оценки пространственно-временной изменчивости грозовой активности для любого региона планеты.

Ранее в исследованиях [5, 6, 7] на основе данных WWLLN было получено распределение плотности разрядов молний над Северной Евразией и Томской областью, однако расчёт выполнялся для менее подробной сетки и за другие периоды времени.

В настоящем исследовании ставилась цель оценить распределение плотности разрядов молний над южной частью Западной Сибири (южнее 64^0с.ш.) на основе данных WWLLN и провести анализ ее временной изменчивости.

Для выполнения поставленной цели были использованы оперативные результаты регистрации молний сетью WWLLN, накопленные за период 2016 – 2020 гг. Оперативные данные WWLLN выкладываются в открытом доступе с задержкой 6 часов на сайте World Wide Lightning Location Network в формате KMZ (Google Earth) [3]. Эти файлы содержат информацию о координатах, времени, и других характеристиках каждого зарегистрированного сетью WWLLN разряда молнии за период 1 час.

Для удобства файлы KMZ конвертировали в формат TXT с помощью ГИС-программ. После чего проводилась их пакетная обработка с помощью пакета прикладных программ MATLAB.

На основе данных о координатах разрядов молний, зарегистрированных сетью WWLLN, рассчитывалось количество разрядов молний для регулярной сетки с размером ячеек $0{,}1° \times 0{,}1°$ по долготе и широте для территории Западной Сибири, ограниченной координатами 50–64° с.ш. и 60–95° в.д. за период 2016–2020 гг. Затем определялась площадь каждой ячейки, а на её основе рассчитывалась плотность разрядов молний [разр./(км^2·год)]. Также проводился анализ временной изменчивости (межгодовой и внутригодовой) молниевой активности как в целом для всей исследуемой территории, так и для отдельных населённых пунктов.

Получены оценки пространственного (рис. 1) распределения числа разрядов молнии на единицу поверхности в год, и соотношение зарегистрированных разрядов в разные временные интервалы (рис. 2, 3) за период 2016–2020 гг.

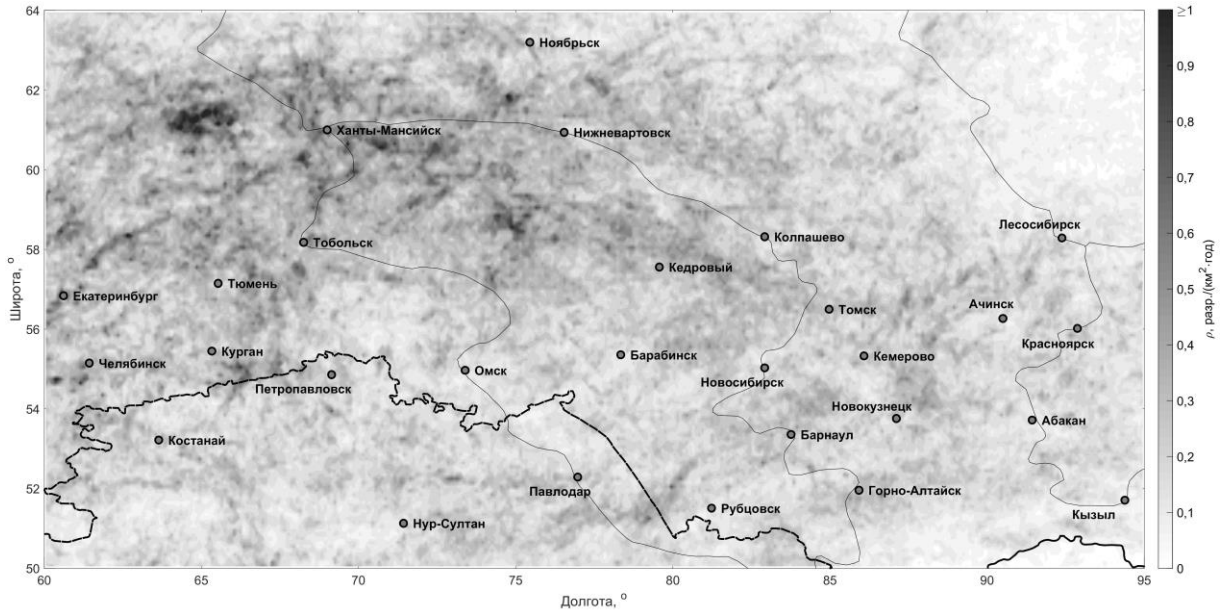


Рисунок 1. Пространственное распределение плотности разрядов молний (ρ, раз/(км^2·год)) на юге Западной Сибири, построенные по данным грозопеленгационной сети WWLLN за весь исследуемый период (2016–2020 гг.).

Анализ пространственного распределения плотности разрядов молний показал, что грозовая активность над югом Западной Сибири увеличивается с юго-востока на северо-запад. Можно выделить пять крупных очагов повышенной грозовой активности, которые расположены над Кондинской низменностью, Среднеобской низменностью, Обь-Иртышским междуречьем, восточной периферией Южного Урала и над северо-западной периферией Алтайско-Саянской горной страны.

Самая высокая плотность молниевых разрядов наблюдается в северной части Кандинской низменности, на юго-западной периферии Сибирских увалов. Это расположение может объясняться несколькими причинами. Северная часть этого очага располагается на системе возвышенностей, а южная часть имеет сильную заболоченность и включает в себя крупную систему небольших озер.

Очаги над Среднеобской низменностью и Обь-Иртышским междуречьем, предположительно, можно также объяснить влиянием болотных комплексов. Расположение «Обь-Иртышского» очага хорошо согласуется с очертаниями Большого Васюганского Болота, являющегося одним из самых больших болот в мире [8]. Последние два очага объясняются, главным образом, влиянием орографии – предгорий Южного Урала и Алтайско-Саянской горной страны (Алтайских гор, Салаирского кряжа, Кузнецкого Алатау, Западного Саяна), соответственно.

В целом, очаги повышенной и пониженной молниевой активности достаточно хорошо согласуются с результатами регистрации молний оптическим детектором спутника MicroLab-1, регистрировавшего разряды над исследуемой территорией в период 1995-1999гг [2]. Уровень зарегистрированной молниевой активности несколько различается, что объяснимо разными методами регистрации, но подробный анализ причин этих различий требуют дополнительных исследований.

Согласно рисунку 2, грозы на территории юга Западной Сибири, в основном, наблюдаются с мая по сентябрь, с максимальной повторяемостью молниевых разрядов в июле (38,3 %), а минимальной сентябре (2,5 %). При этом грозовой сезон над регионом иногда начинается во второй половине апреля, а заканчивается в октябре, но в сумме за эти два месяца плотность разрядов молний не превышает 1%.

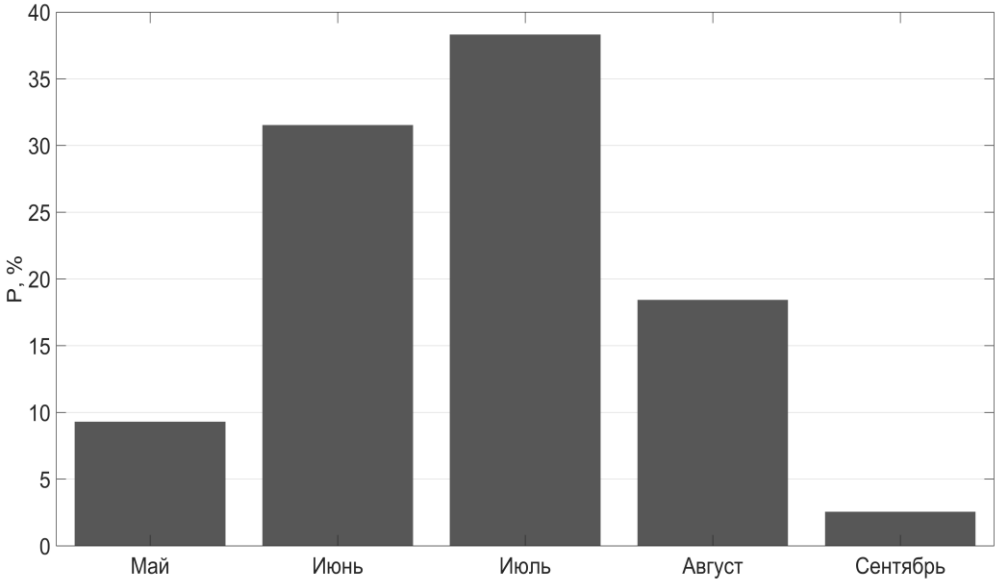


Рисунок 2. Сезонное распределение повторяемости (в %) молниевых разрядов для всей территории исследования за 2016–2020 гг.

Анализ грозовой активности в разные годы исследуемого периода не позволяет судить о пределах межгодовой изменчивости, однако и продолжительность грозового сезона и повторяемость разрядов молнии в 2017 и 2020 году оказались больше, чем в другие годы.

Таким образом, в результате проведенных исследований получены оценки пространственно-временного изменения грозовой активности на юге Западной Сибири на основе данных сети WWLLN за период с 2016 по 2020 гг.

Очевидно, что в пространственном распределении плотности разрядов молний на единицу площади, на фоне средних значений выделяются очаги повышенных уровней молниевой активности.

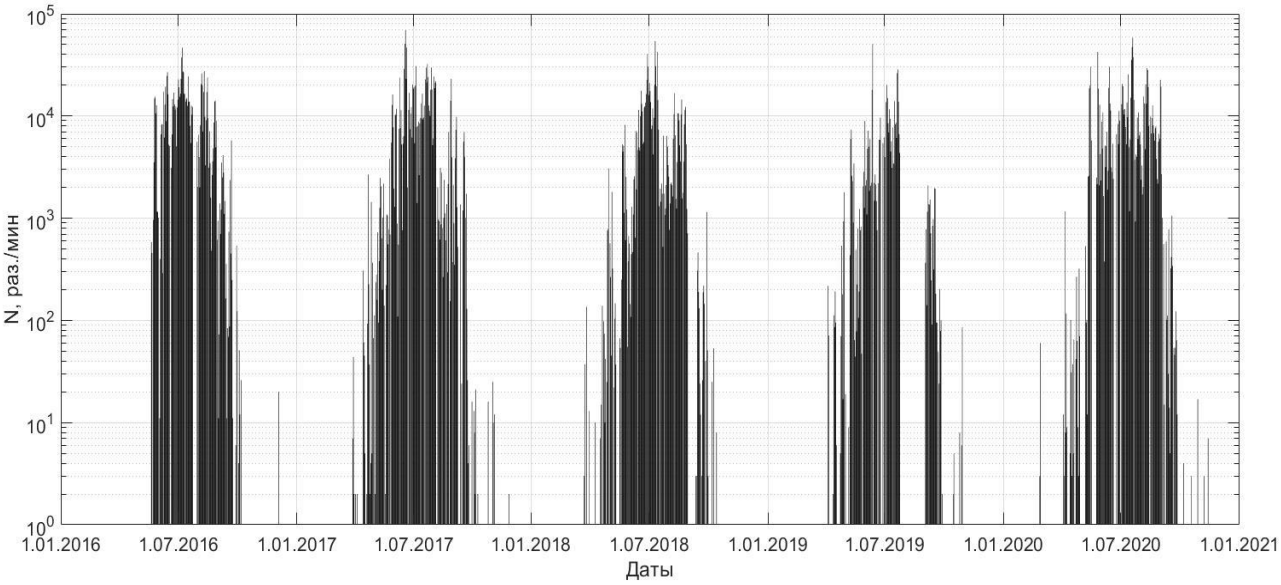


Рисунок 3. Изменение грозовой активности (N, раз/сут.) на юге Западной Сибири, рассчитанная по данным WWLLN за период 2016–2020 годов (данные за август 2019 г. отсутствуют).

Несмотря на тот факт, что грозовой сезон в отдельные годы продолжается в период апрель-октябрь, основная интенсивность грозовой деятельности приходится на июнь-август (около 88 %). Наибольшая грозовая активность на рассматриваемой территории отмечалась в 2017 г., а минимальная – в 2018 г.

Работа выполнена при поддержке госбюджетной темы (номер госрегистрации 121031300154-1).

1. Global Hydrology Resource Center (GHRC). – URL: https://ghrc.nsstc.nasa.gov/pub/lis/climatology/LIS-OTD/HRFC/.

2. Горбатенко В.П., Ершова Т.В., Константинова Д.А. Пространственное распределение плотности разрядов молнии в землю над территорией Западной Сибири // Вестник томского государственного университета. – 2009. – № 329. – С. 251–255.

3. WWLLN – World Wide Lightning Location Network. – URL: http://webflash.ess.washington.edu/.

4. Virts K. S., Wallace J.M., Hutchins M.L., Holzworth R.H. Highlights of a new ground-based, hourly global lightning climatology // Bulletin of the American Meteorological Society. – 2013. – V. 94. – P. 1381–1391.

5. Tarabukina L.D., Kozlov V.I., Karimov R.R., Mullayarov V. A. Spatial Pattern of Lightning Strikes in North Asia // Russian Meteorology and Hydrology. – 2017. – V. 42, №. 2, – P. 88–94.

6. Karanina S.Yu., Kocheeva N., Belikova M., Baranovskiy N. Spatial and temporal distribution of lightning discharges over Tomsk region according to WWLLN data for 2010–2015 // Advances and Applications in Statistics. – 2018. – V. 52, № 5. – P. 339–362.

7. Тарабукина Л.Д., Козлов В.И., Иннокентьев Д.Е. Анализ 11-летней динамики пространственного распределения плотности молний в Северной Азии // Вестник КРАУНЦ. Физ.-мат. Науки. – 2021. Т. 34. – №1. – С. 159–173.

8. Васюганское болото (природные условия, структура и функционирование). 2-е изд., под ред. Л.И. Инишевой. – Томск: ЦНТИ, 2003. – 212 с.

ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕЗОМАСШТАБНЫХ КОНВЕКТИВНЫХ СИСТЕМ НАД ЮГОМ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКА CALIPSO

Жуков Д.Ф.[1,2], Пустовалов К.Н.[1,3], Кошикова Т.С.[3], Нагорский П.М.[3], Оглезнева М.В.[3]
[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет
[2]Сибирский центр ФГБУ «НИЦ «Планета» (г. Новосибирск)
[3]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
den1szhuk0v@yandex.ru, const.pv@yandex.ru, tkoshikova@gmail.com, npm_sta@mail.ru, oglezneva.m@yandex.ru

Во второй половине XX – начале XXI вв. в регионах Северной Евразии, отмечалось увеличение доли конвективных облаков [1]. Сохранение данной тенденции приведёт к дальнейшему увеличению повторяемости конвективных облаков и связанных с ними неблагоприятных и опасных явлений: грозы, града, интенсивных ливневых осадков, шквалов и др. Наиболее опасными проявлениями конвективной облачности являются мезомасштабные конвективные системы (МКС) [2]. На сегодняшний день МКС на данной территории исследованы недостаточно, в частности нет детальных оценок вертикальной структуры и характеристик наковален МКС, с чем, в частности, могут помочь данные лидара CALIOP (спутник CALIPSO). В связи с этим, исследование МКС и связанных с ними явлений на территории юга Западной Сибири является весьма нужным и актуальным.

Целью данной работы является определение характеристик мезомасштабных конвективных систем над югом Западной Сибири по данным спутника CALIPSO за период 2010–2019 гг.

Для исследования были использованы следующие данные:

1) база данных о случаях прохождения МКС над югом Западной Сибири;

2) спутниковые изображения в видимой части спектра (RGB-композиты), полученные по данным спектрорадиометров MODIS (спутник Aqua) и VIIRS (спутник Suomi NPP), на портале EOSDIS Worldview [3];

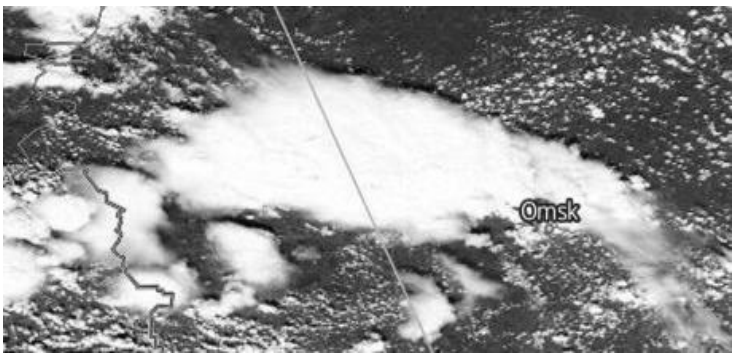
3) продукты второго уровня обработки и уровня обработки 1B, полученные по данным лидара CALIOP (спутник CALIPSO) [4].

На первом этапе на основе спутниковых изображения в видимой части спектра, полученных по данным дневных пролётов спутников Aqua и Suomi NPP производилось дешифрирование случаев прохождения МКС, синхронизированных с пролётами спутника CALIPSO, над югом Западной Сибири. Всего за период за период 2010–2019 гг. было отобрано 28 случаев прохождения мезомасштабных конвективных систем.

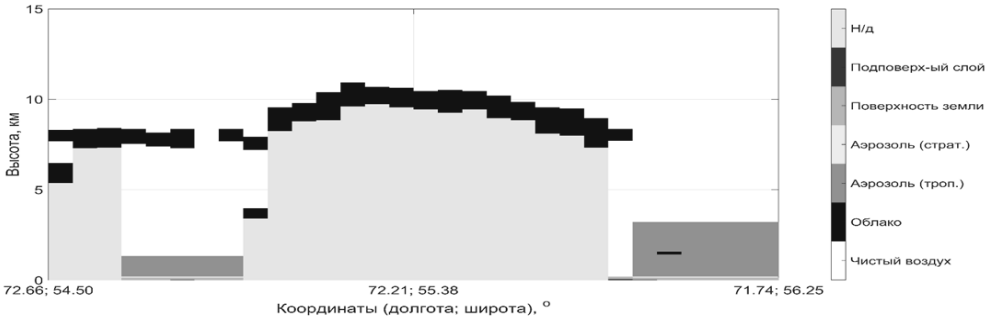
Затем для отобранных случаев с сайта NASA [4] были получены продукты второго уровня обработки и уровня обработки 1B, рассчитанные по данным лидара CALIOP.

Далее проходило написание специальных скриптов в среде MATLAB для визуального представления масок облачных и аэрозольных слоёв и типов облачности, а также полного излучения обратного рассеяния и оптической плотности в пределах МКС. Результатом этого этапа стал набор тематических изображений (вертикальных профилей и графиков) по каждому перечисленному параметру. Пример этих тематических изображений представлен на рисунке 1.

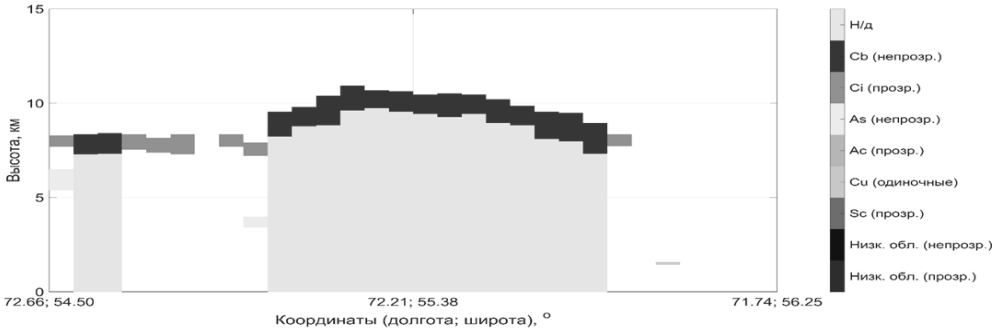
а



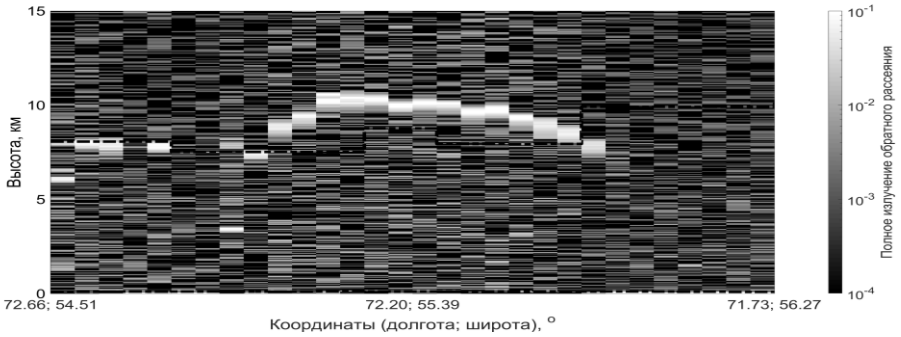
б



в



г



д

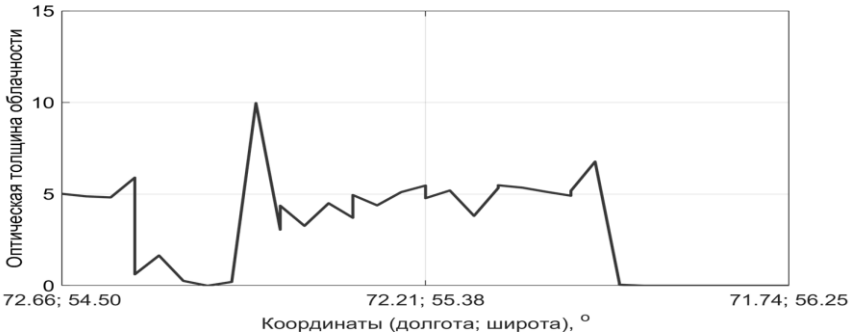


Рисунок 1. RGB-изображение МКС по данным MODIS (спутник Aqua) и траектория спутника CALIPSO (а), маска слоёв облачности и аэрозоля (б), маска типов облачности (в), профиль полного излучения обратного рассеяния (г) и изменение оптической плотности (д) по данным лидара CALIOP (спутник CALIPSO) за 11.06.2012 г.

На заключительном этапе исследования на основе построенных по данным CALIPSO тематических изображений проводился расчёт статистических параметров некоторых характеристик МКС и производился их комплексный анализ. На основе времени начала и окончания пролёта спутника над рассматриваемыми объектами и известной скорости спутника CALIPSO (27036 км/ч) вычислялась горизонтальная протяженность отобранных МКС вдоль трека CALIPSO. Рассмотрим детально полученные результаты на примере типичного случая МКС (рис. 1).

Согласно рисунку 1, рассматриваемый объект определяется на основе лидарных данных как скопление кучево-дождевых облаков, в периферийных частях которого имеются слои перистых облаков. Горизонтальная протяжённость данного МКС составила ~135 км. Верхняя граница МКС находится в пределах от 8 до 11 км. Сравнение высоты верхней границы представленного МКС и средней высотой тропопаузы по данным реанализа MERRA (7÷9 км) показало, что вершина МКС располагается на 1–3 км выше тропопаузы. Таким образом, имеет место выгибание тропопаузы вершиной МКС с возможным её «пробитием». По изображению вертикального профиля полного излучения обратного рассеяния можно сделать вывод о том, что облачная система МКС даёт самые высокие значения полного излучения обратного рассеяния. Оптическая плотность объекта, то есть степень препятствия прохождения сквозь него света, в центральной части облачной системы МКС имеет относительно не высокие значения – от 4 до 6. При этом на границах облачной системы оптическая плотность увеличивается до 7–10.

В целом по всем случаям были отмечены следующие особенности характеристик мезомасштабных конвективных систем (комплексов) над югом Западной Сибири по данным спутника CALISPO:

– горизонтальная протяжённость: среднее – 155 км, абсолютный максимум – 405 км, абсолютный минимум – 81 км;

– высота верхней границы: общее среднее – 10,5 км, минимум и максимум – 9,45 и 11,1 км, диапазон типичных значений – 10,2÷10,8 км;

– полное излучение обратного рассеяния на длине волны 532 нм ($\beta' \cdot 10^{-3}$): общее среднее – 12,7, медиана – 3,9, абсолютные максимумы в большинстве случаев были равны 100 (максимум – 99,2), диапазон типичных значений – 0,28÷14,9;

– оптическая плотность: общее среднее – 4,23, медиана – 4,35, минимум и максимум – 1,61 и 6,43, диапазон типичных значений – 3,62÷4,92.

Сравнение значений горизонтальной протяжённости и высоты верхней границы МКС по данным спутника CALIPSO с аналогичными, рассчитанными по данным MODIS и описанными в [5, 6], показало их хорошее согласие.

Исследования поддержаны грантом Президента РФ (МК-489.2020.5).

1. Chernokulsky A.V., Bulygina O.N., Mokhov I.I. Recent variations of cloudiness over Russia from surface daytime observations // Environ. Research Letters. – 2011. – V. 6, № 3. – P. 035202.

2. Вельтищев Н.Ф., Степаненко В.М. Мезометеорологические процессы. – М.: МГУ, 2006. – 101 с.

3. EOSDIS Worldview [Электронный ресурс]. – URL: https://worldview.earthdata.nasa.gov (дата обращения: 06.12.2020).

4. Atmospheric Science Data Center: [Электронный ресурс]. URL: https://asdc.larc.nasa.gov (дата обращения: 07.02.2021).

5. Koshikova T.S., Zhukova V.A. Estimation of the characteristics of mesoscale convective complexes over the south of Western Siberia based on MODIS data // Proc. SPIE. – 2020. – V. 11560. – P. 1156072-1–1156072-4.

6. Koshikova T.S., Pustovalov K.N. The spatio-temporal distribution of mesoscale convective complexes over the south-east of Western Siberia // Geosphere Research – 2021.

ПЛОЩАДИ ПОЛОЖИТЕЛЬНЫХ ТЕПЛОВЫХ АНОМАЛИЙ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Збираник А.А., Кужевская И.В., Газимов Т.Ф.
Национальный исследовательский Томский государственный университет, ivk@ggf.tsu.ru

В эпоху глобального изменения климата наблюдается как увеличение случаев, так называемых волн тепла, так и их продолжительность, и распространенность в пространстве [1].

Термин «волна тепла» возник после проведения исследований областей теплого воздуха, которые возникают на северо-западе континентов и перемещаются в юго-восточном направлении. Волнами тепла так же называют периоды значительного потепления, когда отклонение среднесуточной температуры воздуха от среднемноголетних значений превышают некоторые экстремальные значения [2].

Продолжительная жаркая погода вызывает увеличение смертности и заболеваемости населения, страдающего сердечно-сосудистыми заболеваниями, заболеваниями органов дыхания, диабетом, людей, проживающих на верхних этажах зданий. В периоды экстремального потепления прослеживается также связь с увеличением обращений в организации здравоохранения с жалобами, связанными с обострением различных сердечно-сосудистых заболеваний, например, стенокардии, с появлениями болей в грудной клетке, головной боли, головокружения, тошноты, чувства усталости и т.д. К группам наибольшего риска относятся дети младшего возраста, люди пенсионного возраста, лица, профессиональная деятельность которых связана с пребыванием на открытом воздухе [3-5].

Устойчивая, аномально жаркая погода в теплый период года приводит к отсутствию продолжительных осадков и, как следствие, иссушению растительности и увеличению рисков возникновения природных пожаров [6]. В настоящее время все больше и больше появляется исследований, связанных с прогнозированием будущего увеличения количества волн тепла, их продолжительности и распространённости. При помощи прогностических моделей исследователи предполагают, что в ближайшем будущем будет зафиксировано увеличение продолжительности периодов с аномально жаркой погодой [7]. Использование метрик фрагментации для изучения пространственных изменений формы и возникновения тепловых волн в Северной Америке позволил авторам [8] изучить их форму и оценить размеры площади. При изучении временных изменений этих параметров авторы выявили, что на континенте Северная Америка общее количество и пространственная степень тепловых волн увеличивается, при этом они становятся значительно меньше по площади и более сложными по форме, что свидетельствует о том, что тепловые волны стали более распространенными и фрагментарными явлениями.

Пространственная конфигурация (площадь, фрагментация, форма) тепловых волн на ландшафте может иметь большое значение для понимания того, что движет тепловыми явлениями и как изменение климата взаимодействует с экстремальными температурами поверхности. Форма тепловых волн может также быть определяющим фактором для определения местоположения наиболее интенсивного участка в пластыре тепловых волн, так же как форма тропических циклонов является важной переменной при определении местоположения интенсивных осадков. Масштабы и согласованность тепловых волн могут также иметь жизненно важное значение для планирования мероприятий в области здравоохранения в чрезвычайных ситуациях во время этих потенциально опасных для жизни событий.

В качестве объекта исследования были выбраны температурные аномалии (волны тепла), встречающиеся в теплый и холодный периоды года за период с 1996 по 2020 гг.

Для определения площади занятой аномалией температуры воздуха на уровне 2 м был использован реанализ ERA-5 [9] с привлечением данных о максимальной температуре воздуха и расчет 90 перцентиля для каждого узла сетки с шагом 0.2° внутри заданной области 50-60°

с.ш. и 70-90° в.д. Отбирались только случаи, когда в заданной области процент узлов сетки, отвечающих условию, составлял 10 % и более на протяжении 5 суток и более.

Для каждого месяца в каждом узле сетки рассчитано значение максимальной суточной температуры воздуха на уровне 2 м с обеспеченностью 90 %. Затем для каждого дня определена разность между максимальной температурой в текущие сутки и значением 90 % в зависимости от месяца (всего в выделенной области 5000 узлов сетки). Площадь исследуемой территории около 1,4 млн км^2.

В результате был определен процент узлов сетки, в которых значения температуры воздуха на уровне 2 м превышают 90 %.

Цель работы: анализ повторяемости волн тепла на территории юга Западной Сибири, в том числе анализ площади положительных тепловых аномалий.

На рисунке 1 приведен пример отображения площади волны тепла на территории исследования.

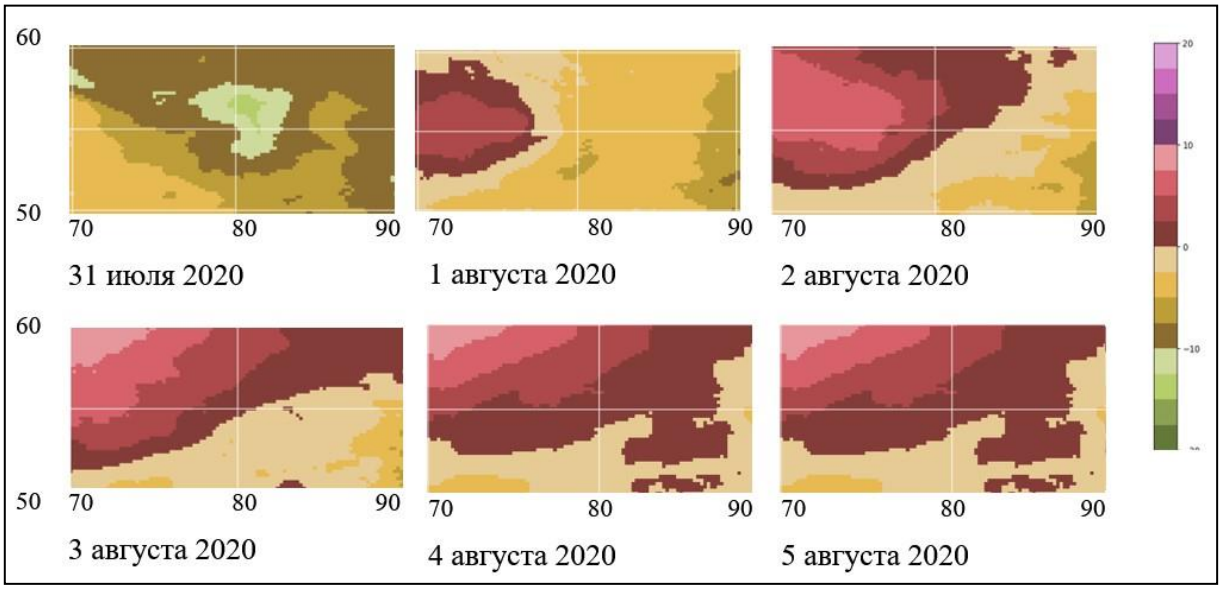


Рисунок 1 – Изображение волны тепла на территории исследования последовательно с 31.07 по 5.08.2020 гг. Красными оттенками отображаются узлы сетки, выполняющие условие превышения 90%.

В период со 2 по 5 августа 2020 г. на 25 % метеорологических станций территории Западно-Сибирского УГМС были зафиксированы новые абсолютные максимумы суточной температуры воздуха. При этом на северо-западе Новосибирской области температура приблизилась к 35 ℃. На рисунке 1 видно распространение площади, занятой температурной аномалией с запада на восток.

В целом, с 1996 по 2020 год зафиксировано 206 случаев превышения максимальной температуры воздуха 90 % более чем в 500 узлах сетки реанализа и продолжительностью 5 дней и более. В среднем, в первый день площадь волны тепла занимает от 13 до 24 % для теплого и холодного периодов соответственно (рис.2).

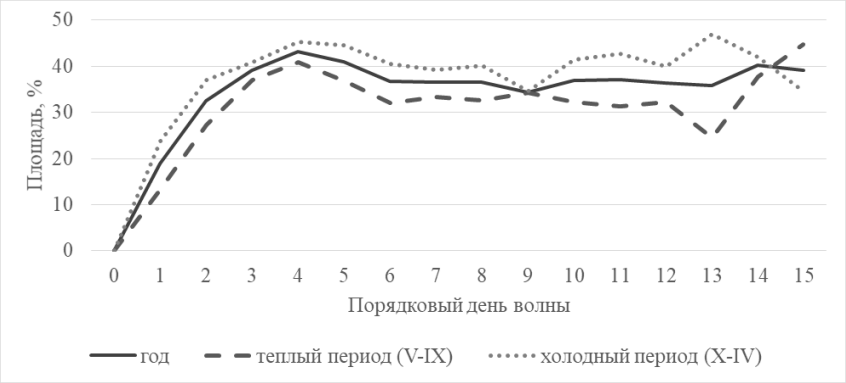


Рисунок 2 – Средние значения площади волны тепла на территории исследования

На рисунке 2 видно, что развитие по площади температурной аномалии идентично для любого периода года и максимальное развитие происходит на 4-5 день с последующей либо стабилизацией, либо уменьшением площади. Нужно отметить, что фиксировалось и 100 % покрытие с 1 по 5 день. Это происходит в случае более обширной тепловой аномалии, чем площадь, выбранная в настоящем исследовании.

Волны тепла на территории исследования могут встречаться в любой месяц года, однако чаще всего наблюдаются в августе. В 41 % случаев фиксируются волны тепла продолжительностью в 7-10 дней, в 27 % продолжительность 5-6 дней. Отмечены продолжительные волны тепла, когда непрерывно условия соблюдаются 11 дней и более, фиксировались случаи, когда волна длится более 20 дней.

На рисунке 2 видно, что в среднем, в холодные период года площадь волн тепла больше на 10 %, чем в теплый.

Нужно отметить также, что в последние 5 лет волны занимают большие площади по сравнению с 1996-2000 гг., хоть их продолжительность меньше.

1. Шапошников Д. А., Ревич Б. А. О некоторых подходах к вычислению рисков температурных волн для здоровья //Анализ риска здоровью. – 2018. – №. 1.

2. Клещенко Л.К., Волны тепла и холода на территории России // Сборник трудов ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД». – 2010. – № 175. – С. 76-91.

3. Евстафьева Е.В., Лапченко В.А., Макарова А.С., Абибуллаева Н.К., Евстафьева И.А Температура и озон в приземном слое атмосферы как факторы риска неотложных состояний системы гемодинамики у населения южных территорий России // Экология человека. – 2020. – № 5. – С. 50-56.

4. Рыбаков Д.С., Белашев Б.З. Погодно-климатические условия, загрязнение атмосферного воздуха, вызовы скорой медицинской помощи и смертность населения в Петрозаводске // Экология человека. – 2020. – № 5. – С.21-30.

5. Хаснулин В.И., Гафаров В.В., Воевода М.И., Разумов Е.В., Артамонова М.В. Влияние метеорологических факторов в различные сезоны года на частоту возникновения осложнений гипертонической болезни у жителей Новосибирска // Экология человека. – 2015. – №7. – С. 3–8.

6. Шерстюков Б.Г. Оценки точности статистической модели изменений климата по данным на территории России // Труды ГУ ВНИИГМИ-МЦД. – 2010. – № 175. – С. 20-32.

7. Стрельникова Т.Д. Влияние изменения климата на здоровье населения //Россия: тенденции и перспективы развития. – 2020. – № 15. – С. 708 – 711.

8. Keellings D., Bunting E., Engström J. Spatiotemporal changes in the size and shape of heat waves over North America //Climatic change. – 2018. – Т. 147. – №. 1. – С. 165-178.

9. Hersbach H. Global reanalysis: goodbye ERA-Interim, hello ERA5/ Hersbach H., Bell B., Berrisford P., Horányi A., Sabater J. M., Nicolas J., Radu R., Schepers D., Simmons A., Soci C., Dee D. // Newsletter. – 2018. – №159.

ВЕРТИКАЛЬНАЯ СТРУКТУРА МЕЗОМАСШТАБНЫХ КОНВЕКТИВНЫХ СИСТЕМ НАД ЮГОМ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ СПУТНИКА CLOUDSAT

Картавых М.С.[1,3], Пустовалов К.Н.[1,2]Кошикова Т.С.[2], Нагорский П.М.[2], Оглезнева М.В.[2]
[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет
[2]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск)
[3]Сибирский центр ФГБУ «НИЦ «Планета» (г. Новосибирск), ms.kartavykh@gmail.com, const.pv@yandex.ru, tkoshikova@gmail.com, oglezneva.m@yandex.ru, npm_sta@mail.ru

Известно, что с кучево-дождевыми (грозовыми) облаками связаны многие неблагоприятные и опасные метеорологические явления: смерч, гроза, шквал, микропорыв, град, интенсивный ливневый дождь и снег и др.

Наиболее опасными проявлениями кучево-дождевой облачности являются мезомасштабные конвективные системы и особенно их специфическая разновидность мезомасштабные конвективные комплексы (МКС) [1]. В отличии от "классических" кучево-дождевых облаков МКС имеют на порядок большие размеры и время существования [2]. Как следствие, с прохождением МКС часто связан экономический ущерб и человеческие жертвы.

В России повышенная повторяемость МКС отмечается на территории юга Западной Сибири [3]. Их исследованию на сегодняшний день уделено недостаточное внимание. В частности, нет полного понимания вертикальной структуры МКС над данной территорией.

Целью работы является анализ вертикальной структуры мезомасштабных конвективных систем над югом западной Сибири по данным спутника CloudSat.

Для исследования были использованы следующие данные:

1) RGB-изображения спектрорадиометров MODIS и VIIRS, взятые на сайте с сервера EOSDIS Worldview [4].

2) Продукты второго уровня обработки на основе данных радара CPR (спутник CloudSat) в формате HDF [5].

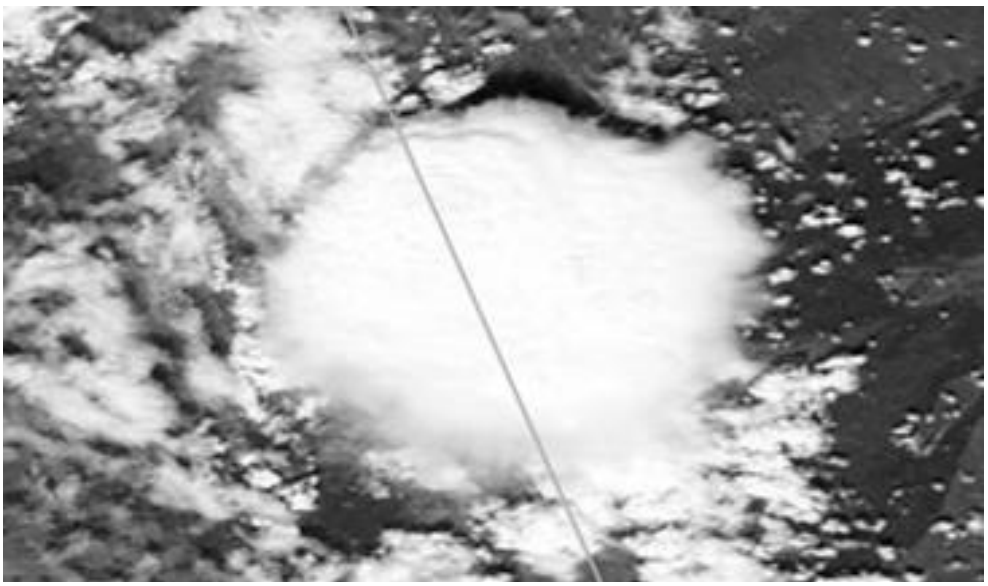
Для исследования были отобраны случаи прохождения МКС, совпадающие с пролётами спутника CloudSat, на юге Западной Сибири за период 2009–2019 гг. Отбор случаев проводился с использованием данных портала EOSDIS Worldview [4]. Для отобранных случаев МКС с сервера CloudSat Data Processing Center [5] были получены данные продуктов второго уровня обработки, получаемые на основе измерений CPR.

Далее с помощью программной среды MATLAB для каждого из продуктов были написаны скрипты для автоматизированного импорта и визуализации данных.

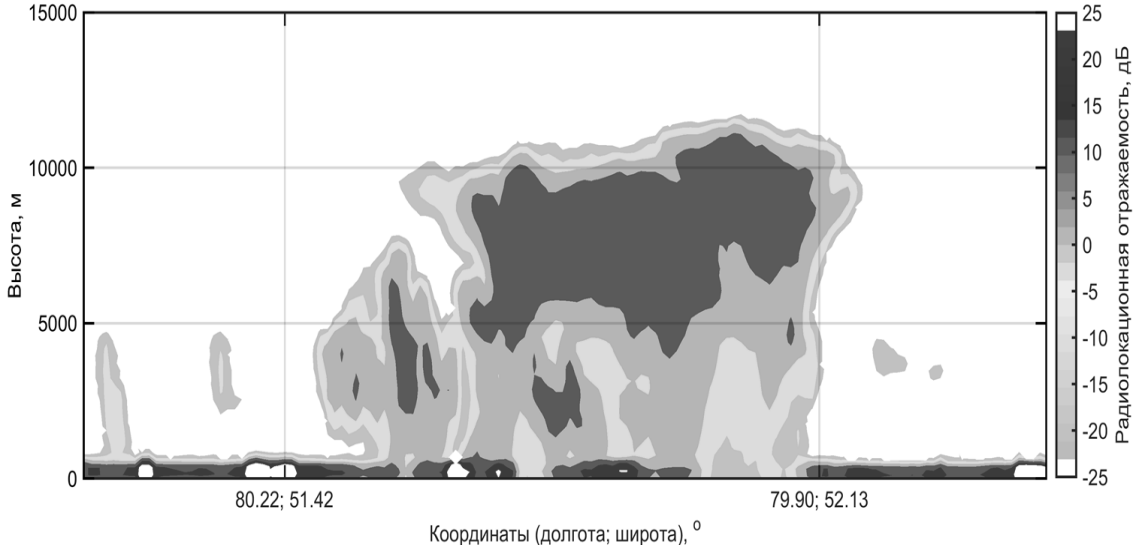
В ходе обработки данных были построены тематические изображения: спутниковые снимки МКС по данным спектрорадиометров MODIS и VIIRS с нанесёнными траекториями пролетов спутника CloudSat, вертикальные профили радиолокационной отражаемости и водности в пределах отобранных случаев МКС. Примеры тематических изображений приведены на рисунке 1.

Также были рассчитаны статистические характеристики изменчивости исследуемых величин внутри МКС. Всего было отобрано и проанализировано 15 случаев МКС.

а



б



в

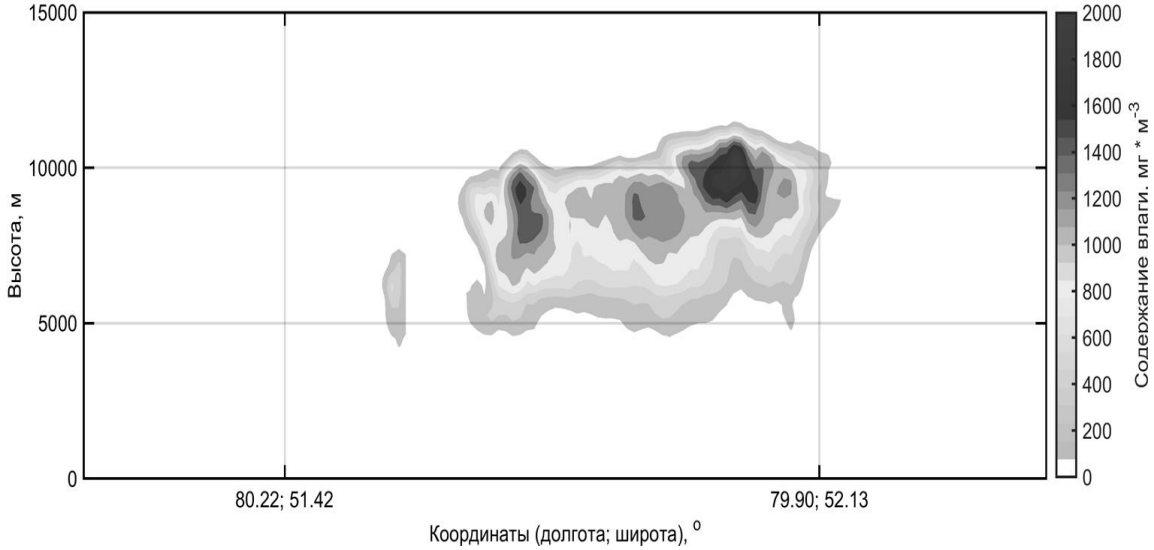


Рисунок 1. RGB-изображение МКС по данным спектрорадиометра MODIS и траектория спутника CloudSat (*а*), профиль радиолокационной отражаемости (*б*) и водности (*в*) по данным радара CPR (спутник CloudSat) за 20.07.2013 г.

На рисунке 1 видно, что в МКС отмечается «слияние» радиоэха от множества входящих в него конвективных (грозовых) ячеек. При этом образуется одно огромное радиоэхо с горизонтальной протяжённостью ~50 км и более. Слияние происходит главным образом в верхней половине МКС, в то время как в нижней половине, наоборот, фиксируются отдельные "отроги" радиоэха, связанные с нисходящими потоками и зонами ливневых осадков из отдельных конвективных (грозовых) ячеек, входящих в состав МКС. Высота верхней границы, радиолокационная отражаемость и водность МКС значительно превосходят аналогичные параметры, характерные для одиночных кучево-дождевых облаков, сопутствующих МКС.

В таблицах 1 и 2 приведены средние значения статистических характеристик изменчивости радиолокационной отражаемости и влагосодержания в пределах рассмотренных случаев МКС соответственно.

Таблица 1. Статистические характеристики изменчивости радиолокационной отражаемости в пределах МКС на юге Западной Сибири.

	Среднее	Медиана	СКО	ИКР	Мин	Макс	P5	P25	P50	P75	P95
Z, дБ	-2,6	1,9	14,6	22,8	-40,0	17,3	-30,2	-13,2	3,0	9,6	13,9

Таблица 2. Статистические характеристики изменчивости водности в пределах МКС на юге Западной Сибири.

	Среднее	Медиана	СКО	ИКР	Мин	Макс	P5	P25	P50	P75	P95
Q, г/м^3	0,51	0,45	0,36	0,57	0,0	1,62	0,03	0,21	0,5	0,78	1,14

Среднее значение радиолокационной отражаемости (*Z*) в МКС составляет -2,6 дБ. Типичный диапазон изменения *Z* (от 25 до 75 процентиля) составляет -13÷10 дБ Максимальное значение радиолокационной отражаемости составило 22,1 дБ и было зарегистрировано 11 июня 2012 года.

Среднее значение водности (*Q*) в МКС составляет 0,51 г/м^3, а типичный диапазон её изменения – 0,2÷0,8 г/м^3. Максимальное значение влагосодержания также наблюдалось 11 июня 2012 года и составило 3,2 г/м^3.

Согласно [6, 7], радиолокационная отражаемость в кучево-дождевых облаках, зарегистрированная с помощью наземных радиолокаторов (МРЛ, ДМРЛ), изменяется от 20 до 70 дБ. Полученные значения радиолокационной отражаемости внутри МКС имеют более низкие значения, как правило, не превышающие 20 дБ (максимальное 22 дБ). Отмеченное отличие, предположительно, связано с более сильным затуханием радиоизлучения, принимаемого спутниковыми радарами по сравнению с наземными радиолокаторами и, как следствие, с занижением абсолютных значений *Z*, получаемых с помощью CPR.

Согласно [8], водность в конвективных облаках составляет 10^{-1}÷10^{1} г/м^3 (зависит от стадии развития и части облака) что, в целом, согласуется с полученными результатами.

Полученные оценки могут быть применены при создании численных моделей конвективной облачности, а также для создания новых методов обнаружения МКС и оценки их характеристик с помощью искусственных спутников земли.

Исследования поддержаны грантом Президента РФ (МК-489.2020.5).

1. Maddox R.A. 1980. Mesoscale convective complexes // Bull. Am. Meteorol. Soc. – V. 61. – P.1374–1387.

2. Вельтищев Н.Ф., Степаненко В.М. Мезометеорологические процессы. – М.: МГУ, 2006. – 101 с.

3. Жукова В.А., Кошикова Т. С., Кужевская И.В. Оценка параметров мезомасштабных конвективных комплексов на основе спутниковых и аэрологических данных (Западная Сибирь) // Геосферные исследования. – 2019. – № 2. – С. 86–97.

4. EOSDIS Worldview [Электронный ресурс]. – URL: https://worldview.earthdata.nasa.gov (Дата обращения: 02.02.2021).

5. CloudSat Data Processing Center [Электронный ресурс]. – URL: ftp1.cloudsat.cira.colostate.edu (Дата обращения: 21.02.2021).

6. Степаненко В.Д. Радиолокация в метеорологии (Радиометеорология). Л.: Гидрометеоиздат, 1966. – 350 с.

7. Брылёв Г.Б., Гашина С.Б., Низдойминога Г.Л. Радиолокационные характеристики облаков и осадков – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 216 с.

8. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология: Учебник. – 5-е изд., перераб. и доп. – М.: Изд-во МГУ, 2001. – 272 с.

РАДИАЦИОННЫЙ ФОН ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ, ОБУСЛОВЛЕННЫЙ ИНТЕНСИВНЫМИ ЛИВНЕВЫМИ ОСАДКАМИ

Нагорский П.М.[1], Яковлева В.С.[2], Пустовалов К.Н.[1,3], Яковлев Г.А.[3], Вуколов А.В.[2], Смирнов С.В.[1]

[1]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск)

[2]Национальный исследовательский Томский политехнический университет

[3]Национальный исследовательский Томский государственный университет, npm_sta@mail.ru

Введение.

Вторая половина XX – начало XXI века характеризуется увеличением доли конвективной облачности в регионах Северной Евразии, и, как следствие, возрастанием интенсивности ливневых осадков [1]. Одним из факторов, сопровождающих ливневые осадки и имеющих весьма важное для экологии окружающей среды и человека значение, является возрастание радиоактивного фона приземной атмосферы [2-4]. Сохранение данной тенденции приведёт к увеличению повторяемости связанного с ливневыми осадками этого неблагоприятного явления. Данное явление объясняется процессами вымывания короткоживущих β- и γ- излучающих продуктов распада радона и торона из атмосферы.

Целью нашей работы было установление связи между мощностями доз β-, γ-излучений и характеристиками осадков.

Приборы и методы.

Научными коллективами ИМКЭС СО РАН и НИ ТПУ с 2009 г. был инициирован и осуществляется радиационный мониторинг приземной атмосферы с использованием более 30-ти детекторов ионизирующих излучений. На экспериментальных площадках геофизической обсерватории (ГО) ИМКЭС СО РАН совместно с собственным приборным парком, предназначенным для атмосферно-электрических, метеорологических и актинометрических исследований было установлено оборудование радиационного мониторинга. Для мониторинга заряженной компоненты радиационного фона используются сцинтилляционные детекторы β- и α- излучения БДПБ-01 и БДПА-01, для мониторинга нейтральной компоненты установлены детекторы γ-излучения БДКГ-03, БДКР-01 и БДКН-01 (АТОМТЕХ, Республика Беларусь). Детекторы установлены на серии высот до 35 м и глубин до 1 м (в скважинах). Измерения метеовеличин и уровней фона β-, γ- излучений производились с высокой частотой дискретизации данных (1 минута). Далее будем рассматривать только данные детекторов β-, γ- излучений, установленных на высоте 1 м от земной поверхности. Данные об интенсивности осадков с высоким временным разрешением регистрировались челночным осадкомером Davis Rain Collector II и метеорологической станцией WXT520. Дополнительно были использованы спутниковые изображения в видимой части спектра (RGB-композиты), полученные по данным спектрорадиометров MODIS (спутники Aqua, Terra) и VIIRS (спутник Suomi NPP), на портале EOSDIS Worldview [5].

Общая картина связи вариаций уровней β-, γ- фона с жидкими осадками.

Общая картина синхронно проявляющихся всплесков в атмосферном γ-фоне и выпадающих ливневых осадков иллюстрируется рис. 1.

Время существования зарегистрированных всплесков в атмосферном β-, γ- фоне колеблется от доли часа до нескольких часов и может доходить до полусуток. Детальный анализ экспериментальных данных по вариациям радиации показал, что практически все выявленные всплески, не имеющие определенной (суточной) периодичности, вызваны выпадением осадков.

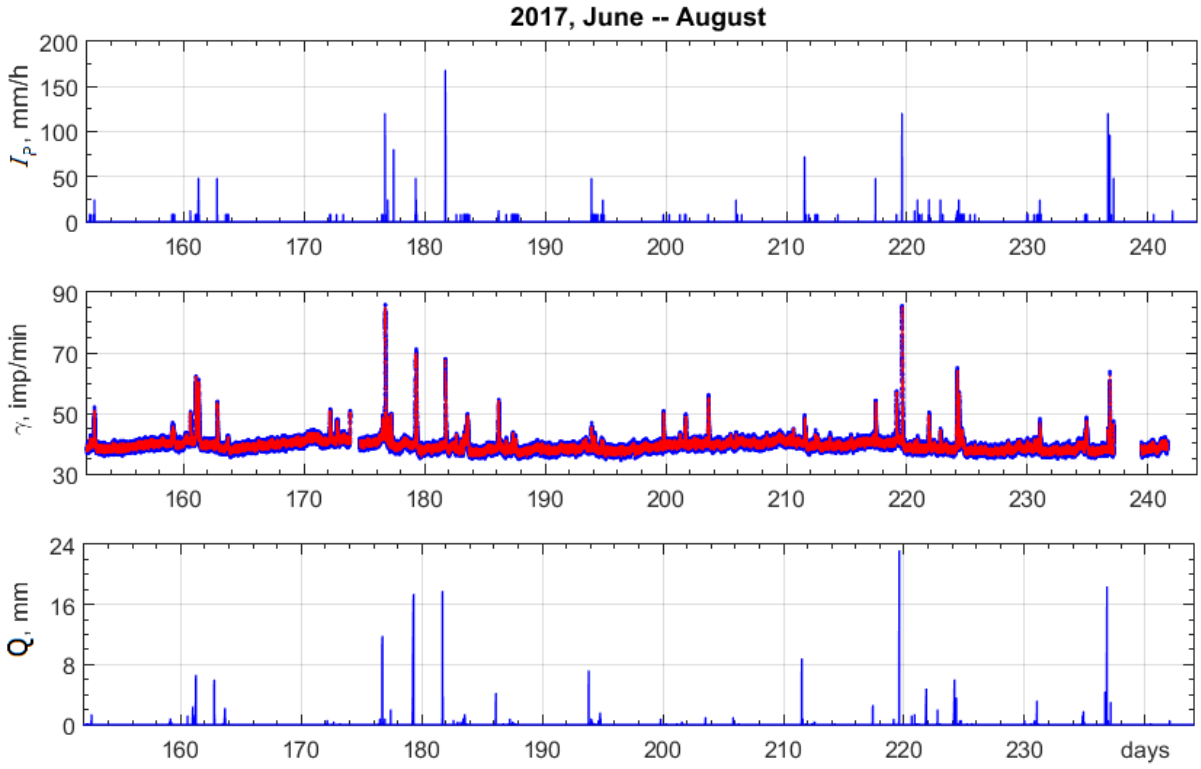


Рисунок 1. Пример выбросов в γ- фоне, связанных с осадками. Здесь (сверху-вниз): *I* – интенсивность осадков, γ-фон, *Q* – текущее количество выпавших осадков; ось абсцисс – номер дня в году.

Анализ экспериментальных данных также показал, что величина всплеска далеко не всегда коррелирует с интенсивностью осадков *I*(*t*), что согласуются с экспериментальными данными [4, 6, 7].

Результаты экспериментальных исследований.

Рассмотрим динамику изменения плотности потока β-излучения во время одиночного интенсивного ливня 22.09.2018 г. (рис. 2) и динамику γ-фона при прохождении холодного фронта 25.06.2017 г. (рис. 3). Ливневые осадки 22.09.2018 г. в ~ 16:00 были обусловлены прохождением над г. Томском облачной системы фронта окклюзии (циклон на полярном фронте) вблизи точки слияния тёплого и холодного фронтов («точки окклюзии)». В этот период времени в пункте наблюдения отмечалось прохождение кучево-дождевых облаков, с которыми были связаны ливневые осадки и грозы, а также прохождение слоисто-кучевых, высококучевых и перистых облаков.

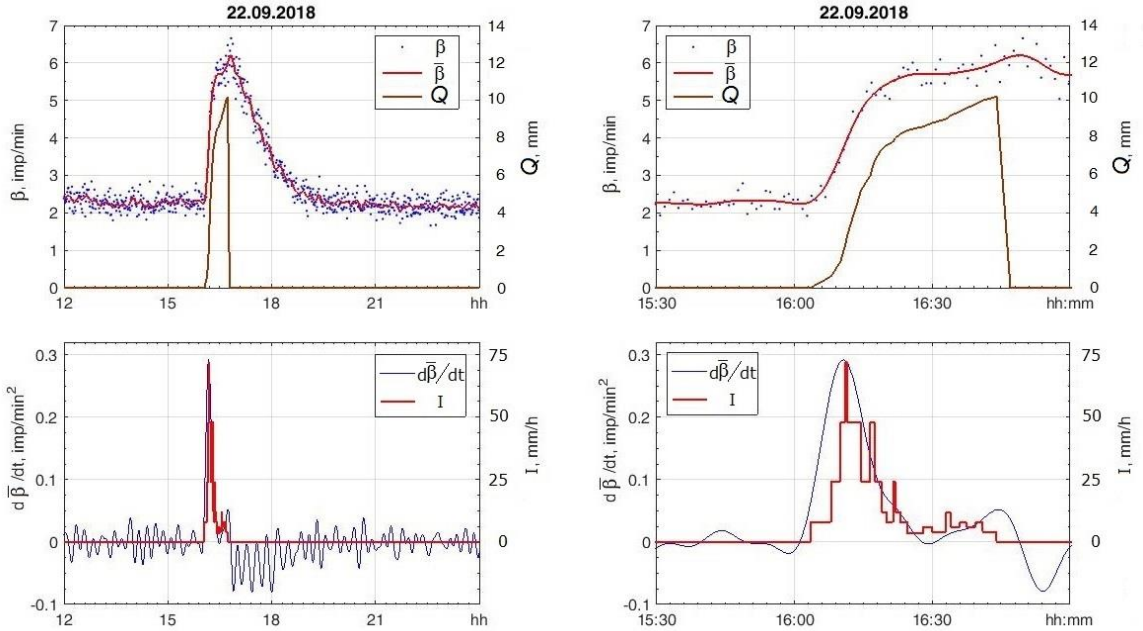


Рисунок 2. Динамика β-фона и его производной, количества и интенсивности осадков облачной системы фронта окклюзии вблизи точки слияния тёплого и холодного фронтов 22.09.2018 г. Верхние панели – вариации β-фона и количество выпавших осадков, нижние – интенсивность осадков и производная по времени от вариаций β-фона. Ось абсцисс – местное время.

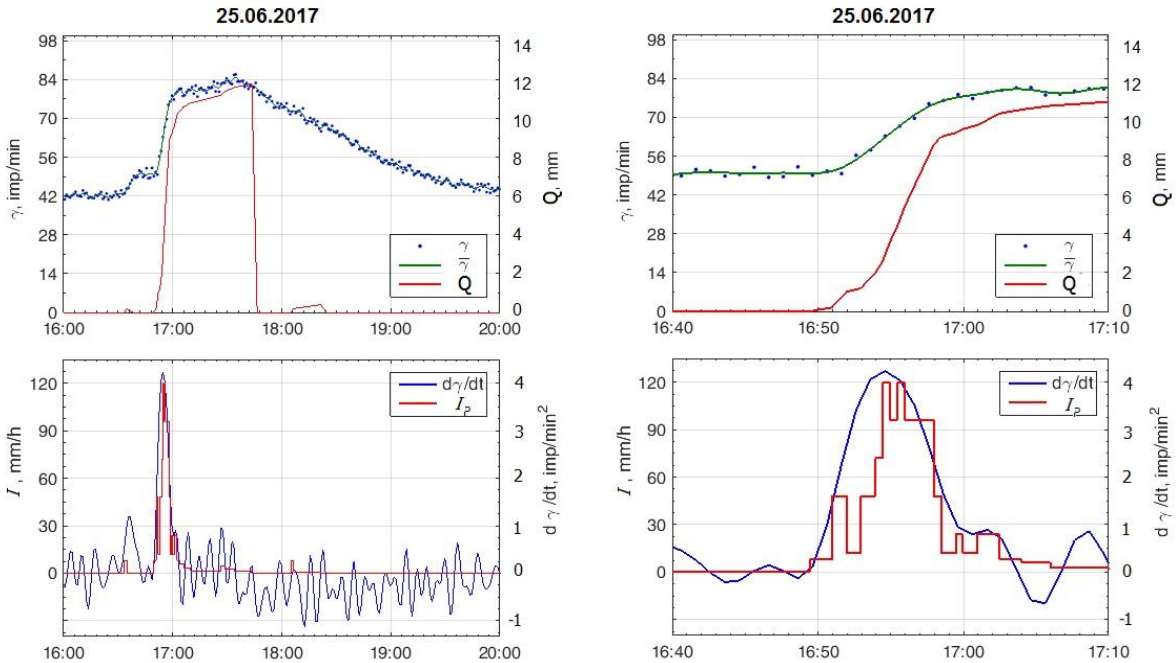


Рисунок 3. Динамика уровня γ-фона и его производной, количества и интенсивности осадков в случае холодного фронта 25.06.2017 г. Обозначения – аналогичны рис. 2.

Поскольку текущие уровни β-, γ- фона можно представить в виде сумм регулярной и шумовой составляющих, последнюю в процессе обработки необходимо отфильтровывать.

По результатам данных обработки следует, что возрастание уровней фона начинается одновременно с началом выпадения ливневых осадков и их рост согласуется с возрастанием текущего количества выпавших осадков. После окончания ливня в течение нескольких минут

рост $\bar{\beta}(t)$ продолжается, что связано с наработкой β-излучающих продуктов распада радона ^{214}Bi и ^{218}Pb при распаде осажденного α-излучающего изотопа ^{218}Po. Затем начинается плавное квазиэкспоненциальное уменьшение уровней β-, γ- фона за счёт радиоактивного распада ^{214}Bi и ^{218}Pb, которые через ~ 2,5 часа возвращаются к невозмущенным значениям.

Возрастание уровней β-, γ- фона оказывается согласованным с возрастанием текущего количества выпавших осадков, поэтому аналогичное согласование должно наблюдаться и в случае сопоставления скоростей изменения β-, γ- фона и интенсивности выпадающих осадков *I*.

Заключение.

Анализ результатов эксперимента по исследованию особенностей реакции атмосферного β-, γ- фона на жидкие осадки позволил установить связь между динамикой уровней фона и характеристиками осадков и сделать следующие выводы:

–сглаженная скорость нарастания уровня фона излучения, в период выпадения ливневых осадков определяется текущей интенсивностью осадков $I(t)$;

–суммарное количество выпавших осадков, выпавших за один случай, определяет величину всплеска (превышения над уровнем фона);

–момент окончания выпадения ливневых осадков определяется по максимуму во всплеске уровня β-, γ-излучения.

Выполнено при поддержке г/б темы (номер госрегистрации 121031300154-1).

1. Chernokulsky A.V., Bulygina O.N., Mokhov I.I. Recent variations of cloudiness over Russia from surface daytime observations // Environ. Research Letters. – 2011. – V. 6, № 3. – P. 035202.

2. Яковлева В.С., Каратаев В.Д., Вуколов А.В., Кабанов М.В. и др. Скоординированный многофакторный эксперимент по анализу процессов поступления почвенного радона в приземный слой атмосферы // АНРИ. – 2009. – № 4. – С. 55-60.

3. Takeyasu M., Iida T., Tsujimoto T. et al. Concentrations and their ratio of ^{222}Rn decay products in rainwater measured by gamma-ray spectrometry using a low-background Ge detector // Journal of environmental radioactivity. – 2006. – Vol. 88, №1. – P. 74-89.

4. Yakovleva V.S., Nagorskiy P.M., Cherepnev M.S. et al. Effect of precipitation on the background levels of the atmospheric β-and γ-radiation // Applied Radiation and Isotopes. – 2016. – Vol. 118. – P. 190-195.

5. EOSDIS Worldview [Электронный ресурс]. – URL: https://worldview.earthdata.nasa.gov.

6. *Mercier J. F., Tracy B. L., d'Amours R. et al.* Increased environmental gamma-ray dose rate during precipitation: a strong correlation with contributing air mass // Journal of environmental radioactivity. – 2009. – Vol. 100, № 7. – P. 527-533.

7. *Livesay R. J., Blessinger C. S., Guzzardo T. F., Hausladen P. A.* Rain-induced increase in background radiation detected by Radiation Portal Monitors // Journal of environmental radioactivity. – 2014. – Vol. 137. – P. 137-141.

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОПАСНЫХ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ НА ЮГО-ВОСТОКЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Наджарян А.А., Волкова М.А.
Национальный исследовательский Томский государственный университет,
artak.artak.2010@mail.ru, mv2101@mail.ru

В последние два десятилетия на фоне изменения климата наблюдается значительный рост опасных явлений [1–3]. По данным Росгидромета в 2020 году в целом на территории РФ отмечалось 1000 опасных гидрометеорологических явлений (ОЯ), (включая агрометеорологические и гидрологические), из которых 372 нанесли значительный ущерб отраслям экономики и жизнедеятельности населения [4]. Гидрологический режим территории Западной Сибири претерпевает определенные трансформации в процессе изменения климата [5].

К опасным гидрологическим явлениям (ОЯ) Западной Сибири относятся: половодье, паводок, низкая межень, зажор, затор и ранее ледообразование [6]. Данные явления приводят к формированию социально-экономических ущербов, и в определенной степени могут ограничивать деятельность речной транспортной сети.

Целью работы является изучение характеристик опасных гидрологических явлений на территории юго-востока Западной Сибири и метеорологических условий их формирования.

Материалами для исследования послужили данные об опасных гидрометеорологических явлениях, нанесших социально-экономические ущербы за период с 1992 по 2017 гг. на территории юго-востока Западной Сибири, включающей Томскую, Кемеровскую, Новосибирскую области, Алтайский край и республику Горный Алтай [7].

Для оценки метеорологических условий формирования опасных гидрологических явлений привлекались данные об атмосферных осадках (суточные суммы, абсолютные максимумы осадков, суммы осадков за 5 и 14 дней до начала паводка, сумма осадков за период паводка, максимальные пентадные суммы осадков, периоды без осадков, температура воздуха (средняя суточная, месячная, за период с ОЯ, даты перехода через 0 °С). Были использованы массивы данных:

Сведения о неблагоприятных условиях погоды и опасных гидрометеорологических явлениях, нанесших социальные и экономические потери на территории России [http://meteo.ru/data];

Специализированные массивы данных о характеристиках увлажнения [http://sibnigmi.ru/cgi-bin/inst/index.pl?5&81];

Данные суточной температуры воздуха и количества осадков на метеорологических станциях России [http://meteo.ru/data/162-temperature-precipitation].

За рассмотренный период с 1992 по 2017 гг. было зафиксировано 222 опасных гидрологических явлений (ОЯ), нанесших социальные и экономические потери с общей продолжительностью 4587 дней. Наблюдались такие явления как: паводок, половодье, низкая межень, затор и ранее ледообразование. При этом на территории Томской области наблюдалось 79 ОЯ, с общей продолжительностью 2072 дня. Так как в 1990-е годы было очень мало доступной информации об гидрологических ОЯ, поэтому дальнейший анализ проводился с 2002 года. Анализ числа дней с опасными гидрологическими явлениями на реках юго-востока Западной Сибири за 2002-2017 гг. по месяцам показал преобладание явления низкая межень ежегодно в период с июня по октябрь. При этом самым редким ОЯ (с причинённым ущербом) является раннее ледообразование, зафиксированное единожды. Из таблицы 2 следует, что все виды ОЯ наблюдались в период с апреля по октябрь, при этом половодье фиксировалось в период с апреля по июнь, паводок – с апреля по июль, низкая межень – с апреля по октябрь.

Всего на исследуемой территории было отмечено 39 паводков с общей продолжительностью 381 дней. На среднем течение бассейна р. Оби были зафиксированы 43% случаев и 57% – на верхнем течении. Средняя продолжительность явления составило 10 дней, максимальная продолжительность была зафиксирована в Томской области и составила 26 дней (с 01.06.2010). Для анализа паводковых ситуаций по данным ближайших метеостанций были рассмотрены суммы осадков, выпавших за 5 и за 14 дней до начала явления, а также – за период явления. В рассмотренных случаях количество осадков за 5 дней до явления сильно варьируют – от 0 до 111.1 мм, максимальное количество (80%) случаев с паводками формировалось при суммах осадков до 18.5 мм. Распределение повторяемости сумм осадков за 14 дней до начала паводка показало, что максимальное количество паводков (54%) формировалось при сумме осадков от 5.6 до 27.2 мм. Анализ повторяемости осадки, выпавших за период паводков показал, что среднее количество выпавших осадков составило 18.2 мм, а максимально доходило до отметки в 90.2 мм, но при этом также отмечались случаи, когда за период явления осадки не наблюдались. Максимальное количество (62%) случаев формировалось при суммах осадков от 0 до 15 мм. При этом в 10–13% случаев наблюдались суммы осадков (за 5, 14 дней и за период паводка), превышающие месячные нормы (40-50 мм), что свидетельствует об их значительном вкладе в формирование дождевых паводков.

Опасное явление «низкая межень» с социально-экономическими ущербами составило 60 случаев с общей продолжительностью 3429 дней, в большинстве случаев (91%) явление наблюдалось на верхнем течение бассейна Оби. Одним из основных метеорологических факторов формирования низкой межени является длительное отсутствие атмосферных осадков при повышенном температурном фоне, поэтому для оценки метеорологических условий были привлечены такие характеристики, как периоды отсутствия осадков (число дней без осадков с период межени, за предшествующие 30 и 60 дней; средняя температура воздуха и сумма атмосферных осадков в период межени). Анализ метеорологических условий случаев с низкой меженью показал, что в формировании этого ОЯ ведущую роль сыграло количество дней без осадков до начала ОЯ, а также количество дней без осадков и повышенный температурный фон во время ОЯ. В Томской области число дней без осадков за предыдущие 60 дней до начала ОЯ составило: от 25 до 54 дней (42-90% дней) на юге области (ст.Томск), от 15 до 54 дней (25-90% дней) на севере и центральной части области (ст. Александровское и ст. Колпашево) и от 26 до 53 дней (43-88%) на западе области (ст. Средний Васюган). Число дней без осадков за предыдущие 30 дней до начала ОЯ составило: от 8 до 28 дней на ст.Томск, от 7 до 27 на ст. Александровское и Средний Васюган. Температура воздуха в период ОЯ была выше по сравнению с климатическими данными (разница составила до +3.3 °С на станциях Томской области) и (+3.8 °С на станциях Алтайского края).

В доступной базе данных с опасными гидрологическими явлениями был зафиксирован только один случай раннего ледообразования, который наблюдался 23 октября 2016 года на территории Томской области (на 16 дней раньше климатической нормы) и нанесший социально-экономические ущербы. Причиной раннего ледообразования в 2016 году послужили низкие температуры воздуха в октябре на фоне установившегося обширного Сибирского антициклона. По сравнению с климатическими данными, первая декада октября оказалась холоднее на 3.5 °С, а вторая – на 2.2 °С.

Половодье с социально-экономическими ущербами наблюдалось в следующие годы: 1992, 1993, 1997, 1998, 2002-2004, 2006, 2007, 2010, 2013-2017 с общей продолжительностью 582 дня. Средняя продолжительность одного случая половодья составила 18 дней. В годовом ходе, половодье наблюдалось в апреле, мае и июне. Так как половодье – это явление, зависящее от комплекса различных факторов, но при этом связано с таянием снега и ледников, для анализа метеорологических условий были рассчитаны даты раннего и устойчивого переходов температуры через 0°С. Анализ всех случаев с половодьем показал, что начало ОЯ всегда происходило позже дат устойчивого перехода через 0 °С на 3 – 61 день, при этом чаще всего период составлял 10–20 дней.

Таким образом, аномальные значения температуры воздуха и количества атмосферных осадков в определённые периоды года могут приводить к возникновению опасных гидрологических явлений. Так, при высоких температурах воздуха (превышающих климатическую норму на ≥+3 °С, и дефиците осадков происходит снижение водности рек, что приводит к снижению водности озера и водохранилищ, притоками которых они являются. Данные условия приводят к формированию низкой межени, которая существенно преобладает над другими ОЯ на реках района исследования. Для эксплуатации речного транспорта данное явление является наиболее неблагоприятным, так как сокращает период сроки навигации.

Для развития речной навигации и эффективного использования водных путей в регионе требуется наличие качественных прогнозов (среднесрочных и долгосрочных) метеорологических условий с учетом современных климатических изменений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 18-45-700010 р_а).

1. Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М.: Росгидромет, 2014. 1004 с.

2. Огурцов Л.А., Чередько Н.Н., Волкова М.А., Журавлев Г.Г. Динамика показателей экстремальности климата на территории Западной Сибири // Оптика атмосферы и океана 2016. Т. 29. № 8 С. 633–639.

3. Волкова М.А., Кусков А.И., Чередько Н.Н. Температурные риски и оценка вероятности их возникновения на территории Алтайского края и республики Алтай // Вестник Томского государственного университета, серия «Науки о земле», №355. 2012. с. 148-153.

4. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2020 г. М.: Росгидромет, 2021. 104 с.

5. Shiklomanov A.I., Lammers R.B., Lettenmaier D.P., Po lischuk Yu.M., Savichev O.G., Smith L.C., Chernokulsky A.V. Hydrological changes: historical analysis, contemporary status, and future projections. Regional Environmental Changes in Siberia and their Global Consequences. Eds. P.Ya. Groisman, G. Gutman. Dordrecht, Springer Environmental Science and Enginering, 2013. pp. 111–154.

6.Перечень и критерии опасных гидрометеорологических явлений для территории обслуживания Западно-Сибирского УГМС. [Электронный ресурс]. URL: http://www.meteo-nso.ru/pages/115 (дата обращения: 10.02.2019).

7. Сведения о неблагоприятных условиях погоды и опасных гидрометеорологических явлениях, нанесших социальные и экономические потери на территории России [Электронный ресурс]. URL: http://meteo.ru/data (дата обращения: 10.02.2019).

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КОНВЕКТИВНОЙ НЕУСТОЙЧИВОСТЬ НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ ИНДЕКСОВ НЕУСТОЙЧИВОСТИ K-INDEX И TOTAL TOTALS (РЕАНАЛИЗ ERA5)

Пустовалов К.Н.[1,2], Горбатенко В.П.[2], Нагорский П.М.[1], Нечепуренко О.Е.[1,2], Оглезнева М.В.[1]
[1]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск)
[2]Национальный исследовательский Томский государственный университет,
const.pv@yandex.ru, vpgor@tpu.ru, npm_sta@mail.ru, o.e.nechepurenko@gmail.com,
oglezneva.m@yandex.ru

Известно, что конвективная деятельность ежегодно вызывает большое количество неблагоприятных и опасных явлений (грозы, интенсивные ливневые дожди, град, шквалы, микропорывы, торнадо и др.) [1, 2]. Для территории Западной Сибири частота таких событий в начале XXI века значительно возросла [3–4].

В формировании и трансформации облаков конвективных форм, а также связанных с ними неблагоприятных и опасных атмосферных явлений играют важную роль вертикальные движения воздуха [1, 5]. Интенсивность этих процессов определяется динамическими, термическими и орографическими факторами [6–8]. Восходящие потоки термического происхождения связаны с неустойчивой стратификацией атмосферы. Основным фактором, вызывающим их, являются конвективные движения либо в форме теплых струй воздуха, либо в форме отдельных замкнутых объемов теплого воздуха – «термиков», «пузырей». Эти потоки достигают наибольшего развития в середине дня (13–16 часов местного времени). Кроме того, восходящие потоки термического происхождения могут возникать и в ночное время вследствие различного излучения тепла отдельными участками земли [1, 5, 9].

Для оценки степени неустойчивости атмосферы и вероятности развития конвективной облачности и сопутствующих явлений разработано большое количество индексов неустойчивости, которые дают качественную и количественную оценку степени неустойчивости атмосферы [10, 11]. Ранее для юга Западной Сибири были получены оценки изменчивости индекса неустойчивости K-Index и было отмечено значительное увеличение степени неустойчивости атмосферы на фоне глобальных климатических изменений [12]. При этом, согласно [13], наилучшее согласие с реальными грозовыми ситуациями отмечается для индекса неустойчивости Total Totals.

Описанные выше процессы являются мезомасштабными во временном и пространственном диапазоне [9]. Таким образом, для общей оценки их изменчивости могут быть применены данные современных реанализов, пространственно-временное разрешение которых в настоящее время достигло масштаба мезо-β.

Целью данной работы является согласованный анализ пространственно-временной изменчивости конвективной неустойчивости и вертикальных потоков на юге Западной Сибири за летние месяцы 1990–2019 гг. по данным реанализа ERA5.

Реанализ ERA5 создан Европейским центром среднесрочных прогнозов (ECMWF) и является пятым поколением реанализа глобальных атмосферных наблюдений ECMWF. Применение данных реанализа ERA5 обусловлено рядом его достоинств: непрерывными рядами надёжных данных за период более 40 лет (с 1979 г. по настоящее время), высоким пространственным разрешением (0,25°×0,25°), и частым шагом по времени (1 час) [14].

В исследовании были использованы продукты реанализа ERA5: «K-Index» и «Total Totals» с июня по август в сроки 6, 9 и 12 UTC, полученные с сервера Copernicus Climate Change Service [15].

Индекс неустойчивости (далее *KI*) в ERA5 рассчитывается по формуле:

$$KI = \left(T_{850} - T_{500}\right) + Td_{850} - \left(T_{700} - Td_{700}\right),$$

где T – температура воздуха (°C), а Td – температура точки росы (°C) на указанных изобарических уровнях (850, 700 и 500 гПа).

Индекс Total Totals (далее *TT*), в свою очередь, рассчитывается по формуле:

$$TT = T_{850} + Td_{850} - 2 \times T_{500}\,.$$

Территория исследования разбивалась на расчётную сетку (матрицу) с шагом 0,25° × 0,25° по долготе и широте (57 × 141 ячеек).

Производилась обработка данных *KI* и *TT*, полученных из реанализа ERA5, в ходе которой для каждой ячейки сетки в каждый год вычислялись соответствующее 75-процентилю значения этих индексов *KI* и *TT* (KI_{P75} и TT_{P75}) и отбирались значения этих индексов большие или равные KI_{P75} и TT_{P75}, соответственно. На основе отобранных значений вычислялись средние значения индексов *KI* и *TT*, соответствующие первому квартилю повторяемости, то есть условиям повышенной неустойчивости в атмосфере (далее KI_{Q1} и TT_{Q1}). Расчёт выполнялся для сроков 6, 9 и 12 UTC, соответствующих началу, максимуму и окончанию активной конвективной деятельности. На основе значений KI_{Q1} и TT_{Q1} за отдельные годы вычислялись их среднеарифметические значения для декад и в среднем для всего периода исследования в каждой ячейке.

Анализ результатов показал следующее. В пространственном распределении как KI_{Q1}, так и TT_{Q1} максимум конвективной неустойчивости располагается на границе России (Алтайский край, юг Омской области) и Казахстана (Павлодарская область) и приурочен к поймам рек Иртыш и Обь в их верхнем течении (Рис. 1, 2).

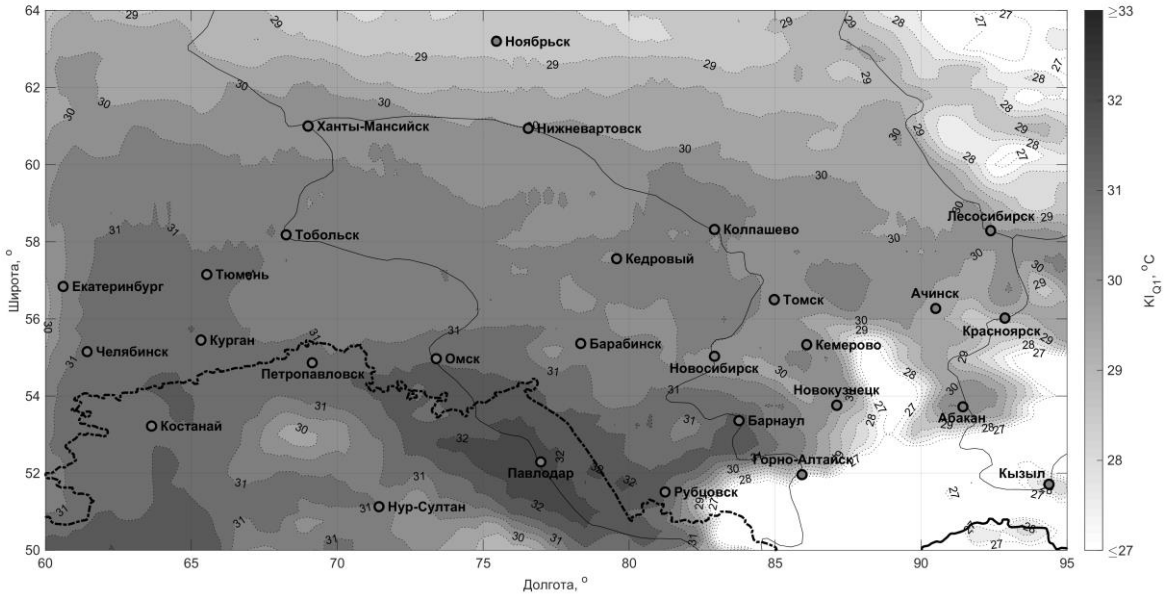


Рисунок 1. Пространственное распределение средних значений KI_{Q1} в 9:00 UTC за летние месяцы 1990–2019 гг.

Кроме отмеченного выше главного очага конвективной неустойчивости над регионом также можно выделить ещё два крупных очага, расположенных над юго-восточной периферией Урала (Челябинская, Свердловская, Курганская и Тюменская области России и Костанайская область Казахстана) и над средним течением р. Обь (Томская область) и проявляющихся в полях обоих индексов неустойчивости. При этом первый из этих очагов более ярко проявляется в распределение KI_{Q1}, а второй – в TT_{Q1}.

Расположение области минимума конвективной неустойчивости по данным KI_{Q1} и TT_{Q1} также совпадает. Минимальные значения этих индексов приходятся на средне- и высокогорные районы Алтайско-Саянской горной страны. Кроме того, пониженные значения отмечаются над Казахским мелкосопочником и Енисейским кряжем.

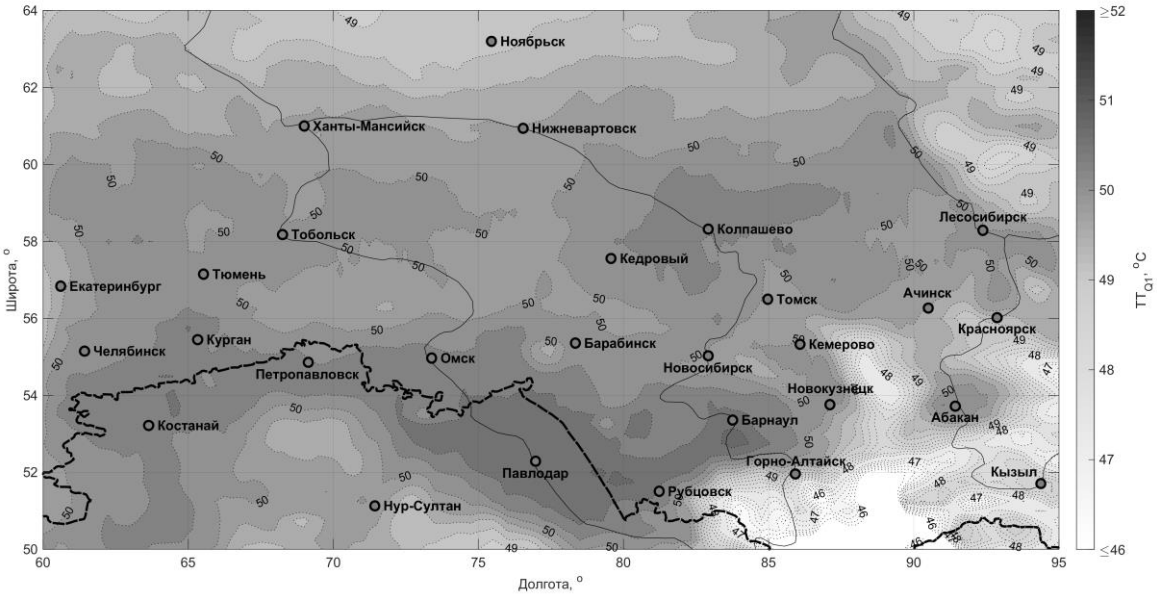


Рисунок 2. Пространственное распределение средних значений TT_{Q1} в 9:00 UTC за летние месяцы 1990–2019 гг.

Северная граница со значениями индексов выше пороговых ($KI_{Q1} \geq 30$ °C и $TT_{Q1} \geq 50$ °C), характеризующих атмосферу как сильно неустойчивую и указывающих на высокую вероятность возникновения гроз (более 75%), простирается до 61–62° с.ш. При этом, в полях TT_{Q1} над центральной частью Обь-Иртышского междуречья, в целом, отмечается снижение конвективной неустойчивости и «пригибание» изолинии TT_{Q1} = 50 °C вплоть до 56° с.ш. Ослабление неустойчивости над этим районом также прослеживается в значениях KI_{Q1}, но выражено значительно слабее чем в TT_{Q1} и не приводит к смещению на юг пороговой изолинии.

В ходе исследования проведён сравнительный анализ пространственной изменчивости конвективной неустойчивости на юге Западной Сибири по данным индексов K-Index и Total Totals, полученных из реанализа ERA5. В целом, отмечено хорошее согласие в расположении максимумов и минимумов конвективной неустойчивости, а также границы распространения зоны сильной неустойчивости над рассматриваемым регионом по данным этих индексов неустойчивости.

Работа выполнена при поддержке госбюджетной темы (номер госрегистрации 121031300154-1).

1. Шметер С.М. Термодинамика и физика конвективных облаков. – Л.: Гидрометеоиздат, 1987. – 288 с.

2. Rakov V.A., Uman M.A. Lightning: Physics and Effects. – New York: Cambridge Univ. Press, 2003. – 687 p.

3. Чернокульский А.В., Козлов Ф.А., Золина О.Г., Булыгина О.Н. Климатология осадков разного генезиса в Северной Евразии / Метеорология и гидрология. – 2018. – № 7. – С. 5–18.

4. Горбатенко В.П., Кужевская И.В., Пустовалов К.Н., Чурсин В.В., Константинова Д.А. Оценка изменчивости конвективного потенциала атмосферы в условиях изменяющегося климата Западной Сибири // Метеорология и гидрология. – 2020. № 5. – С. 108–117.

5. Горбатенко В.П., Дульзон А.А. Влияние изменения подстилающей поверхности на грозовую активность // География и природные ресурсы. 1997. № 2. С. 142–146.

6. Фрик П.Г. Турбулентность: подходы и модели. М.: R&C Dynamics, 2010. – 330 с.

7. Носов В.В., Григорьев В.М., Ковадло П.Г., Лукин В.П., Носов Е.В., Торгаев А.В. Когерентные структуры в турбулентной атмосфере. Эксперимент и теория // Солнечно-земная физика. 2009. Т. 127, № 14. С. 97–113.

8. Глазунов А.В., Дымников В.П. Пространственные спектры и характерные горизонтальные масштабы флуктуаций температуры и скорости в конвективном пограничном слое атмосферы // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49, № 1. С. 37–61.

9. Атмосфера. Справочник / под ред. Седунова Ю.С. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 508 с.

10. Быков А.В., Ветров А.Л., Калинин Н.А. Прогноз опасных конвективных явлений в Пермском крае с использованием глобальных прогностических моделей // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра Российской Федерации. – 2017. № 363. – С. 101–119.

11. Нечепуренко О.Е., Горбатенко В.П., Константинова Д.А., Севастьянов В.В. Индексы неустойчивости атмосферы и их пороговые значения, оптимальные для прогноза гроз над Сибирью // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. – 2018. – № 2 (368). – С. 44–59.

12. Gorbatenko V.P., Pustovalov K.N., Konstantinova D.A. Convective potential of the atmosphere of Western Siberia amid global climate change // IOP Conference Series. Earth and Environmental Sciences. – 2020. – V. 611. – P. 012001-1–012001-6.

13. Nechepurenko O.E., Gorbatenko V.P., Konstantinova D.A., Pustovalov K.N. Linking the storm cells position and high values of instability indices – a case study in the southeast of Western Siberia // Journal of Physics. Conference Series. – 2020. – V. 1604. – P. 012006-1–012006-7.

14. ERA5: data documentation. – URL: https://confluence.ecmwf.int/display/CKB/ERA5%3A+data+documentation (дата обращения: 11.08.2021).

15. Copernicus Climate Change Service. – URL: https://cds.climate.copernicus.eu/(дата обращения: 11.08.2021).

СТАТИСТИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ НА КОЛИЧЕСТВО ОСАДКОВ В КАЛИФОРНИИ

Сабурова К. М.[1], Емельянова Т. В.[1], Шульгина Т. М.[2]
[12]Национальный исследовательский Томский Государственный Университет (г. Томск)
[2]Институт Океанографии Скриппса, Калифорния, Ла-Хойя,
shulginabox@gmail.com

В мире одной из глобальных проблем является изменения климата. Одним из наиболее острых вопросов, стоящих перед современной наукой, является вопрос о связи экстремальных погодных явлений в различных регионах мира с глобальным изменением климата.

Такой регион как Калифорния, где большее число осадков выпадает за короткий промежуток года, с ноября по март, очень чувствителен к глобальным изменениям климата. Например, последнее десятилетие включило пять лет засухи (2012–2016), где 2015 год был беспрецедентно теплым и засушливым (5% от годовой нормы снега в горах Сиерра Невада). Этот период сменился годом наиболее влажным в истории Калифорнии – 2017, экстремальные осадки которого повлекли большое количество наводнений. Такую изменчивость осадков сложно предсказать, оперируя только поведением глобальных климатических шаблонов (ENSO, PDO), что наталкивает на поиск дополнительных источников предсказуемости.

Мы решили рассмотреть связь между погодными явлениями в некоторых западных штатах США, в том числе в Калифорнии и погодными явлениями в Сибири. Целью исследования данной работы является нахождение значимых коэффициентов корреляции между величиной снежного покрова на территории Западной Сибири в период с октября по декабрь и количеством осадков в Калифорнии, наблюдающихся с января по март. В ходе работы отобраны данные снежного покрова с 26-ти станций Западной Сибири в период с октября по декабрь 1948–2019 годы. В качестве данных об осадках в Калифорнии использован набор PRISM суточных наблюдений, интерполированных на сетку 4x4 км, суммированных за период с января по март 1949 - 2020 годы. Были посчитаны корреляции между осадками, в каждой географической точке местности, и снежным покровом, с каждым отобранным месяцем.

Полученные результаты указывают на увеличение связи с осадками на территории Калифорнии и юго-западных штатов по мере увеличения снежного покрова.

ЭКСТРЕМАЛЬНЫЕ ОСАДКИ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ХОЛОДНЫЙ ПЕРИОД ГОДА

Харюткина Е.В., Логинов С.В., Морару Е.И.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
kh_ev@imces.ru

Наблюдающиеся изменения климата приводят к появлению опасных природных явлений в различных регионах России. Согласно [1], наибольшее число опасных явлений наблюдается в Сибирском федеральном округе. Возрастает риск сильных и продолжительных осадков на юге Западной Сибири [2]. Актуальным является исследование изменчивости характеристик осадков в зимний сезон, поскольку они будут оказывать влияние на продолжительность нахождения и высоту снежного покрова на территории [3], который играет важную роль в формировании погодных и климатических условий в изучаемом регионе.

В рамках работы проводилось исследование пространственно-временной изменчивости твердых атмосферных осадков (снег), выпавших в холодный период года (с октября по март) на территории Западной Сибири (50 - 70° с.ш., 60 - 90° в.д.), за период 1979 – 2020 гг. по данным реанализа ERA5 с пространственным разрешением 0,25°x0,25°.

В качестве средней характеристики по территории использовалась медиана выборочной функции распределения вероятности (ВФРВ). Экстремальные значения атмосферных осадков определялись по пороговым квантилям ВФРВ: 5% - экстремально низкие и 95% - экстремально высокие.

Межгодовая изменчивость общего количества осадков для каждого месяца холодного периода приведена на рисунке 1а. Вследствие значительной изменчивости исследуемой величины, на рисунках приведены не исходные ряды, а сглаженные ряды с помощью фильтра низких частот с точкой отсечения 10 лет.

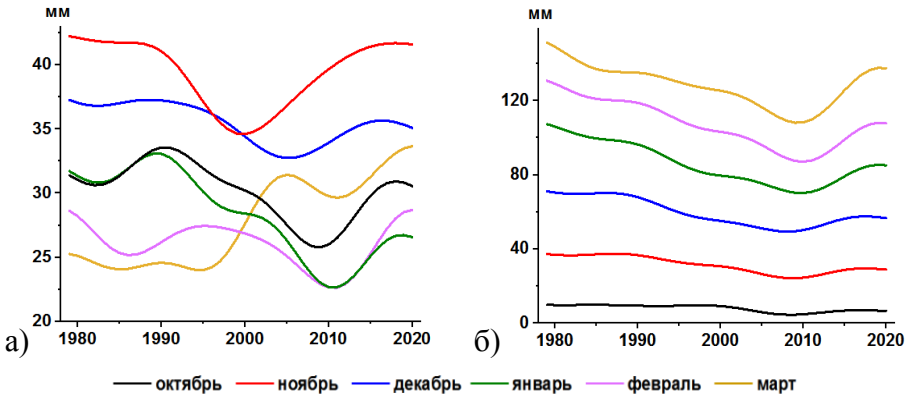


Рисунок 1. Межгодовая изменчивость сглаженных оценок общего количества твердых осадков (а) и водного эквивалента глубины снежного покрова (б) на территории Западной Сибири за 1979 – 2020 гг.

Из рисунка 1а следует, что максимальное количество осадков за холодный период на территории Западной Сибири выпадает в ноябре, а минимальное - в январе и феврале. Также видно, что в конце XX века и в первое десятилетие XXI века наблюдается уменьшение общего количества осадков в виде снега во все месяцы холодного периода, кроме ноября и марта. Далее количество осадков увеличивается, при этом в ноябре и марте рост начинается уже с 2000 года. Эта тенденция может быть вызвана увеличением количества опасных метеорологических явлений в Сибирском регионе в начале XXI века [1] на фоне глобального потепления. Рост температуры приземного воздуха в этот период, согласно [4] является также

причиной увеличения высоты снежного покрова в осенние месяцы в Северной Евразии, в частности в Сибири.

Изменение высоты снежного покрова (оценивалось как водный эквивалент, то есть глубина, которую имела бы вода, если бы снег растаял и был равномерно распределен по всей ячейке сетки) согласуется с изменением количества твердых осадков (рис.1а) - уменьшается во все месяцы холодного периода до 2010 г. и увеличивается в последнее десятилетие (рис.1б).

На рисунке 2 приведены карты пространственного распределения экстремально высоких (95%-ный квантиль) твердых осадков в октябре и марте, в которые выявлена наибольшая пространственно-временная изменчивость, связанная с началом и окончанием установления снежного покрова в эти месяцы в регионе. В зимние месяцы значительных изменений рассматриваемых характеристик твердых осадков по территории не обнаружено.

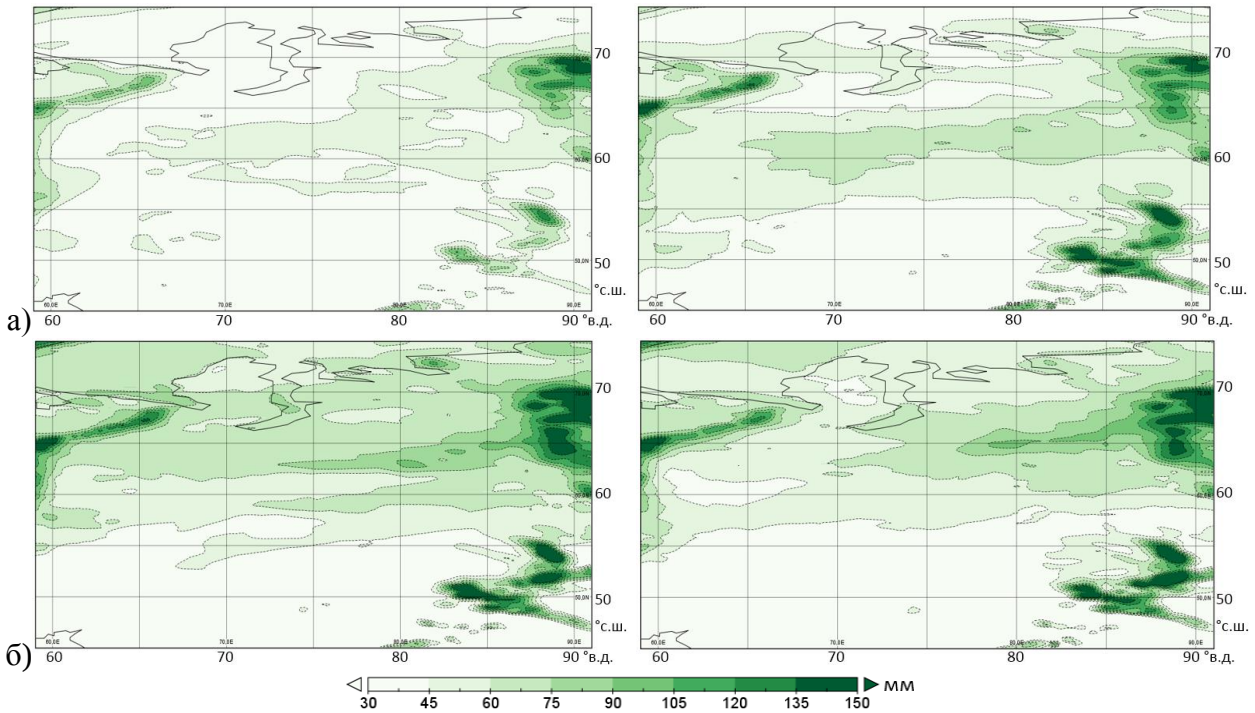


Рисунок 2. Пространственное распределение экстремально высоких твердых осадков на территории Западной Сибири в марте (а) и октябре (б). Левая колонка – период 1979-1998 гг., правая колонка – 1999-2020 гг.

Выявлено, что экстремально высокие осадки наблюдаются, преимущественно, в северной части Западной Сибири (севернее 60°с.ш.) и вдоль горных массивов. Анализ показал, что в начале XXI века в марте наблюдается увеличение как экстремально высоких (рис. 2а), так и экстремально низких значений количества осадков (не представлено), а в октябре, наоборот, их уменьшение (рис. 2б).

Таким образом, в результате исследования, что в начале XXI века в холодный период года на территории Западной Сибири наблюдается увеличение количества твердых осадков и высоты снежного покрова, при этом их максимальный рост наблюдается в марте. Кроме того, в начале XXI века в этом месяце наблюдается увеличение экстремальных значений количества твердых осадков.

Исследование пространственно-временной изменчивости осадков (в том числе и экстремальных) в холодный период года является дополнительным источником информации о характеристиках снежного покрова, изменчивость которых, в свою очередь, играет важную роль в формировании погодных и климатических условий в регионе. Знание об этих процессах необходимо при оценке и прогнозе опасных природных явлений: заморозки, переувлажнение территории, пожароопасность в регионе и др.

Исследование выполнено в рамках госбюджетной темы № 121031300154-1 и за счет гранта Российского научного фонда № 21-71-10052.

1. Доклад об особенностях климата на территории Российской Федерации за 2020 год. – Москва, Росгидромет, 2021. 104 стр.

2. Шарапова А.А., Кужевская И.В., Каштанова К.А., Поляков Д.В. 2017. Характеристики экстремальных осадков на территории Западной Сибири. – Географический вестник. Метеорология, № 3 (42), с. 88-98.

3. Gorbatenko V. P., Sevastyanov V. V., Konstantinova D. A., Nosyreva O. V. Characteristic of the snow cover for the Western Siberia territory // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2019. Vol. 232. P. 012003 (1-5). URL: http://vital.lib.tsu.ru/vital/access/manager/Repository/vtls:000707448.

4. Yeo Sae-Rim, Kim WonMoon, Kim Kwang-Yul. Eurasian snow cover variability in relation to warming trend and Arctic Oscillation. Climate Dynamics. 2017. 48. 499-511. 10.1007/s00382-016-3089-4.

Секция 3
Экосистемы среднеширотных и полярных природных зон

РАЗНООБРАЗИЕ СОСУДИСТЫХ РАСТЕНИЙ В ЭКОТОНЕ ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦЫ ЛЕСА В ДОЛИНЕ Р. АКТРУ (СЕВЕРО-ЧУЙСКИЙ ХРЕБЕТ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ АЛТАЙ)

Белова М.Н., Тимошок Е.Е., Филимонова Е.О.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
marina_dirks@mail.ru

Экотоны верхней границы леса представляют большой интерес для исследований реакции лесных экосистем на климатические изменения.

Верховья долины р. Актру, по мнению классика отечественной гляциклиматологии М.В. Тронова (1978), являются репрезентативными для Алтая в плане изучения климата и границы леса.

К настоящему времени (Тимошок и др., 2009) в экотоне верхней границы леса в верховьях долины р. Актру изучена структура и формирование древостоев основных лесообразующих пород Алтая – кедра сибирского (*Pinus sibirica* Du Tour) и лиственницы сибирской (*Larix sibirica* Ledeb.). Молодые особи кедра и лиственницы поднимаются на 50-100 м выше границы погибших деревьев, отмеченных в 1936 г. М.В. Троновым (Тронов, 1939).

Исследования разнообразия сосудистых растений в экотоне верхней границы леса в долине р. Актру, необходимые для комплексного мониторинга лесных экосистем в условиях изменяющегося климата, до настоящего времени не проводились.

Целью настоящей работы было изучение разнообразия сосудистых растений в экотоне верхней границы леса в долине р. Актру на склонах разной ориентации и крутизны.

Исследования проводились в верховьях долины р. Актру (50°05’ с.ш., 87°45’ в.д., Центральный Алтай, северный макросклон Северо-Чуйского хребта) в экотоне верхней границы леса, под которым мы понимаем переходный пояс растительности между верхней границей сомкнутых лесов и верхней границей распространения отдельных деревьев в высокогорной тундре. На большей части восточно-юго-восточного склона долины и северного склона на водоразделе рек Актру и Ян-Карасу граница леса отнесена к термическому типу (Горчаковский, Шиятов, 1985) и обусловлена главным образом недостатком тепла для поселения кедра и лиственницы. На западно-северо-западном склоне и участке восточно-юго-восточного склона, прилегающего к моренам ледников, граница леса относится к эдафическому типу в связи с наличием подвижных осыпей и скальных выходов, препятствующих распространению деревьев.

Были заложены профили по высотному градиенту от 2220 м до 2500 м над ур. м. на восточно-юго-восточном, западно-северо-западном склонах долины р. Актру и северном склоне на водоразделе рек Актру и Ян-Карасу. В нижней части профиля в группах деревьев закладывали постоянные пробные площади, а от них вверх по профилю – трансекты шириной 10 м, заканчивающиеся на границе последних отдельных особей кедра и (или) лиственницы в высокогорной тундре. На крутом (30-40°) восточно-юго-восточном склоне были заложены 5 пробных площадей общей площадью 2800 м^2 и 5 трансект протяженностью от 100 до 400 м общей площадью 13000 м^2; на крутом (25-30°) западно-северо-западном склоне – 3 пробные площади общей площадью 1200 м^2 и 2 трансекты общей площадью 2000 м^2; на пологом

северном склоне водораздела Актру-Ян-Карасу – 2 пробные площади общей площадью 800 м^2. На каждой пробной площади и трансекте были выполнены серии геоботанических описаний и собран гербарий в количестве более 200 листов. Для оценки инвентаризационного α-разнообразия использовали видовое богатство, для оценки дифференцирующего разнообразия – коэффициент Жаккара (K_J). Функциональное разнообразие оценивали по соотношению эколого-географических и экологических групп, выделенных на основе литературных данных (Куминова, 1960; Ревушкин, 1988) и собственных наблюдений.

Видовое богатство сосудистых растений в экотоне верхней границы леса в долине р. Актру составляет 193 вида высших сосудистых растений из 116 родов и 42 семейств (табл.). Все виды относятся к семенным растениям, среди которых абсолютно преобладают покрытосеменные (188 видов, 97,4% от флоры). Наиболее крупной группой среди них являются двудольные (163 видов, 84,5%), однодольных растений значительно меньше (25 видов, 12,9%). Голосеменные представлены 5 видами (2,6%) хвойных растений.

Таблица. Таксономическая структура флористического комплекса экотона верхней границы леса в долине р. Актру.

	Флористический список экотона верхней границы леса											
	Долина			ВЮВ склон			ЗСЗ склон			С склон		
Число видов	193			134			111			51		
Число родов	116			89			81			40		
Число семейств	42			35			37			27		
Семейство	A	B	C	A	B	C	A	B	C	A	B	C
Asteraceae	20	10,4	1	13	9,7	3	12	10,8	1	–	–	–
Poaceae	19	9,8	2	16	11,9	1	11	9,9	2	6	11,8	1
Ranunculaceae	18	9,3	3	14	10,4	2	8	7,2	4	4	7,8	2-4
Caryophyllaceae	10	5,2	4-6	8	6,0	6	5	4,5	6-8	–	–	–
Scrophulariaceae	10	5,2	4-6	6	4,5	7-8	–	–	–	–	–	–
Salicaceae	10	5,2	4-6	–	–	–	9	8,1	3	4	7,8	2-4
Rosaceae	9	4,7	7-8	9	6,7	4-5	5	4,5	6-8	–	–	–
Apiaceae	9	4,7	7-8	9	6,7	4-5	6	5,4	5	–	–	–
Fabaceae	8	4,1	9	6	4,5	7-8	5	4,5	6-8	–	–	–
Lamiaceae	7	3,6	10	5	3,7	9	4	3,6	9-10	–	–	–
Gentianaceae	6	3,1	11	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Polygonaceae	5	2,6	12	4	3,0	10	–	–	–	–	–	–
Cyperaceae	–	–	–	–	–	–	4	3,6	9-10	–	–	–
Ericaceae	–	–	–	–	–	–	–	–	–	4	7,8	2-4

Примечание. A – число видов; B – доля во флоре, %; C – ранг.

По числу видов сосудистых растений в долине р. Актру экотон верхней границы леса значительно богаче высокогорных лиственничников (102 вида; Тимошок и др., 2019) и старовозрастных кедровых лесов (104 вида; Тимошок и др., 2018), а также молодых флювиогляциальных отложений (134 вида; Timoshok E. E. at al., 2017), форлендов ледников Большой Левый Актру (116 видов) и Малый Актру (176 видов; Тимошок и др., 2008). Высокое видовое богатство обследованного экотона обусловлено пограничным положением на стыке горно-лесного и горно-тундрового поясов, сложной историей формирования и динамичным характером этого флористического комплекса.

В среднем на одно семейство флоры экотона приходится 4,6 видов. Выявлено 12 семейств с числом видов выше среднего (табл.).

Спектр ведущих семейств флористического комплекса экотона (особенно его верхняя часть) довольно близок к таковому приледниковой флоры Алтае-Саянской горной области (Ревякина, 1996), за исключением более высокого значения здесь семейства Salicaceae и отсутствия семейств Brassicaceae и Cyperaceae, вместо которых в спектр входят Apiaceae и

Lamiaceae. Сравнение с флорами лесов в долине р. Актру (Тимошок и др., 2018; Тимошок и др., 2019) показало большее сходство спектра ведущих семейств экотона с таковым высокогорных лиственничников (Тимошок и др., 2019).

Наибольшее разнообразие родов выявлено в семействах Asteraceae (16 родов, 10,4% от числа видов флоры), Poaceae (10 родов, 9,8%), Ranunculaceae (10 родов, 9,3%), Caryophyllaceae (9 родов, 5,2%), Apiaceae (8 родов, 4,7%), Rosaceae (6 родов, 4,7%).

Наиболее крупными родами являются Salix (10 видов, 5,2% флоры) и Pedicularis (6 видов, 3,1%).

Значительная часть семейств (11 семейств, 31,4% от числа видов флоры) и подавляющее большинство родов (76 родов, 65,5% от числа видов флоры) флористического комплекса экотона являются одновидовыми, что говорит о его молодости и миграционном характере. Его формирование началось около 4000 лет назад при отступании ледника аккемской стадии, который занимал бóльшую часть верховьев реки Актру (Окишев, 2011).

Сравнительный анализ флор экотона верхней границы леса на разных склонах в долине р. Актру показал, что наибольшее видовое богатство (69,4% от флоры экотона долины) отмечено для экотона более сухого восточно-юго-восточного склона (табл.) с развитым разнотравно-злаковым травяным покровом. Немного меньшее альфа-разнообразие (57,5% от флоры экотона долины) выявлено для влажного западно-северо-западного склона с преобладанием в напочвенном покрове мхов и лишайников, в кустарниковом ярусе – березки круглолистной. Наименьшее разнообразие видов (26,4% флоры экотона долины) представлено в экотоне пологого влажного северного склона водораздела Актру-Ян-Карасу, где экотон занимает наиболее узкую полосу между сомкнутыми кедрово-лиственничными лесами и ерниковыми тундрами. Такое значительное различие в числе видов выделенных мезоэкотопов обусловлено экспозиционными и геоморфологическими различиями склонов.

Число, состав и порядок преобладающих семейств во флорах экотона на разных склонах также имеют значительные отличия. Только два семейства – Poaceae и Ranunculaceae являются ведущими во флорах экотона всех трех склонов. Высокий ранг семейства Salicaceae во флоре экотона долины связан в основном с его пионерными свойствами и значительной ролью во флоре экотона западно-северо-западного склона.

Оценка дифференцирующего разнообразия выявила низкий (ниже 0,5) уровень сходства между флорами экотона на разных склонах в долине р. Актру. Наибольшее значение коэффициента Жаккара рассчитано для флор экотона восточно-юго-восточного и западно-северо-западного склонов – 0,36. Для флор западно-северо-западного и северного склонов он составляет 0,27. Наименьшее его значение (0,16) отмечено для флор экотона восточно-юго-восточного и северного склонов. Для мезоэкотопов, характеризующихся значительными экологическими различиями, отмечено всего 20 общих видов (10,4%). Число специфических видов, отражающих своеобразие флоры, для флоры экотона восточно-юго-восточного склона составляет 63 вида, для флоры экотона западно-северо-западного склона – 34 вида и для флоры экотона северного склона – 13 видов, составляющих 48,5%, 30,6%, 25,5% от каждой флоры, соответственно.

Оценка функционального разнообразия флористического комплекса экотона верхней границы леса в долине р. Актру по соотношению эколого-географических групп показала преобладание высокогорных (альпийских, аркто-альпийских и горно-гипоарктических) видов, в сумме составляющих 44,6%. Лесные виды (горно-лесные и горно-равнинные лесные) стоят на втором месте (в сумме 23,8%). Также значительную роль (19,7%) играют горно-равнинные плюризональные виды. Доля остальных групп (горной, горно-степной и горно-равнинной степной) незначительна (в сумме 11,9%). Сравнение флор мезоэкотопов показало, что наибольшая роль высокогорных видов выявлена во флорах экотона западно-северо-западного и северного склонов (60,8 и 54,1%), лесных видов – во флорах экотона восточно-юго-восточного и северного склонов (29,1% и 27,5%). Степные виды отмечены только во флорах экотонов восточно-юго-восточного и западно-северо-западного склонов (по 4,5%).

Экологический спектр в целом согласуется с эколого-географическим. Во флористическом списке экотона верхней границы леса долины также доминируют высокогорные виды – психрофиты (45,1%); несколько ниже участие лесных и луговых видов – мезофитов (35,8%), участие петрофитов составляет 10,9%, ксерофитов и гигрофитов – по 4,1%. Во флорах экотона более влажных северного и западно-северо-западного склонов преобладающей группой также являются психрофиты (58,8% и 54,1%). Во флоре же более сухого восточно-юго-восточного склона наибольшее значение имеют мезофиты (46,3%). Флоры западно-северо-западного и северного склонов характеризуются большей долей гигрофитов (6,3% и 5,9%), флора восточно-юго-восточного склона – ксерофитов (6%).

1. Галахов В.П., Нарожный Ю.К., Никитин С.А. и др. Ледники Актру (Алтай). Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 117 с.

2. Горчаковский П.Л., Шиятов С.Г. Фитоиндикация условий среды и природных условий в высокогорьях. М.: Наука, 1985. 208 с.

3. Куминова А.В. Растительный покров Алтая. Новосибирск: Изд-во СО АН СССР, 1960. 449 с.

4. Окишев П.А. Рельеф и оледенение Русского Алтая. Томск: Изд-во Том. ун-та, 2011. 380 с.

5. Ревушкин А.С. Высокогорная флора Алтая. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1988. 320 с.

6. Ревякина Н.В. Современная приледниковая флора Алтае-Саянской горной области (происхождение, становление, адаптации). Барнаул, 1996. 287 с.

7. Тимошок Е.Е., Филимонова Е.О., Пропастилова О.Ю. Структура и формирование древостоев хвойных в экотоне верхней границы древесной растительности Северо-Чуйского хребта (Центральный Алтай) // Экология, 2009. № 3. С. 187–194.

8. Тимошок Е.Е., Тимошок Е.Н., Райская Ю.Г. Биоразнообразие сосудистых растений в старовозрастных лесах Северо-Чуйского центра современного оледенения (Горный Алтай) // Успехи современного естествознания, 2018. № 11. С. 389–394.

9. Тимошок Е.Е., Белова М.Н., Тимошок Е.Н., Скороходов С.Н. Биоразнообразие сосудистых растений в высокогорных лиственничниках Северо-Чуйского хребта (Горный Алтай) // Проблемы региональной экологии, 2019. № 3. С. 23–27.

10. Тронов М.В. Ледники горного узла Биш-Иирду // Труды Томского государственного университета. Томск, 1939. Т. 95. С. 1–27.

11. Тронов М.В. Проблема гляциоклиматических показателей. Томск: Изд-во Томского университета, 1978. 166 с.

12. Timoshok E. E., Timoshok E. N., Skorokhodov S. N., Raiskaya Yu. G., Gureyeva I. I. Biodiversity of the vascular plants in the young fluvioglacial landscapes in the Severo-Chuiskiy centre of present-day glaciation (the Central Altai) // International Journal of Environmental Studies, 2017. 74(5). P. 664–673.

ДИНАМИКА БИОГЕОХИМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ РАСТЕНИЙ ПОСТПИРОГЕННЫХ БОЛОТ

Гашкова Л.П.
Сибирский научно-исследовательский институт Сельского хозяйства и торфа – филиал ФГБУН Сибирского федерального научного центра агробиотехнологий РАН (г. Томск), gashkova-lp@rambler.ru

Увеличение антропогенной нагрузки на болота Западной Сибири со второй половины 20 века привело к увеличению количества пожаров [Lamentowicz et al., 2015], в результате которых происходит выгорание растительного покрова и торфа, что приводит к выбросам в атмосферу загрязняющих веществ в виде золы, смол, древесного угля и других летучих частиц, входящих в состав дыма [Posfai et al., 2003; Hand et al., 2005]. При попадании в почву загрязнители увеличивают концентрацию микроэлементов, вызывая накопление некоторых из них в корневой системе растений [Cruz-Paredes et al., 2017]. При сжигании биомассы в составе летучей золы преобладают водорастворимые ионы сульфаты кальция и карбонаты. В аэрозолях после торфяного и лесного пожара, по сравнению с городскими аэрозолями, повышено содержание Mn, Fe и других элементов. [Popovicheva et al., 2014]. Биогеохимическая активность растений верховых болот юго-восточной части Западно-Сибирской равнины в обычных условиях ограничена недостатком доступных для растений элементов [Гашкова, 2016], поэтому появление в процессе пожара водорастворимых соединений может восполнять дефицит элементов.

Цель работы состояла в том, чтобы выявить динамику биогеохимической активности по четырём элементам (Zn, Cu, Pb, Cd) у растений болот в зависимости от степени пирогенной нагрузки.

Фоном послужили данные с 15 участков болот, расположенных в междуречье Бакчара и Иксы, на террасах рек Бакчар и Кеть. Влияние последствий пожара изучалось на 9 постпирогенных участках, расположенных в междуречье Томи и Оби, в междуречье Бакчара и Иксы и на террасе реки Бакчар. На четырех из них пробы отбирались на 1 и 2 год после пожара, на остальных отбор проб производился через 5 и более лет после пожара. На каждом участке взяты пробы видов – доминантов каждого яруса: *Pinus sylvestris*, *Chamaedaphne calyculata* и *Sphagnum fuscum*, и образцы торфа с глубины 0–25см. Образцы *C. calyculata* отбирались с растений, надземная часть которых полностью выгорела и восстановилась в первый год после пожара. Образцы *S. fuscum* и *P. sylvestris* отбирались с растений, сохранившихся на постпирогенных участках, поскольку в первые два года данные виды ещё не успели восстановиться.

Концентрация Zn, Cu, Pb и Cd в растениях и торфе определялась при помощи методов вольтамперометрии и масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС) после предварительной подготовки проб методом кислотного разложения. Биогеохимическая активность видов (БХА) рассчитывалась по [Айвазян, 1974] как сумма коэффициентов биологического поглощения, для элементов: Zn, Cu, Pb и Cd. Статистический анализ и графическое отражение результатов проводилось при помощи Statsoft Statistica for Windows 6.0. и Excel 7.0.

На постпирогенных участках надземная часть кустарничков во время пожара полностью выгорела, но восстановилась уже на следующий год за счёт подземных побегов [Гашкова, 2020]. В первый и второй год после пожара, в период активного роста, у *C. calyculata* БХА увеличивается более, чем в 2 раза, по сравнению с фоновыми значениями, в те же сроки наблюдается наиболее интенсивный рост надземной части кустарничков. В последующие после пожара годы БХА незначительно снижается, но остаётся достоверно выше фоновых значений (рисунок 1). Увеличение БХА в этом случае индицирует не только увеличение содержания доступных для растений элементов, но и активный рост и развитие кустарничков в процессе постпирогенного восстановления.

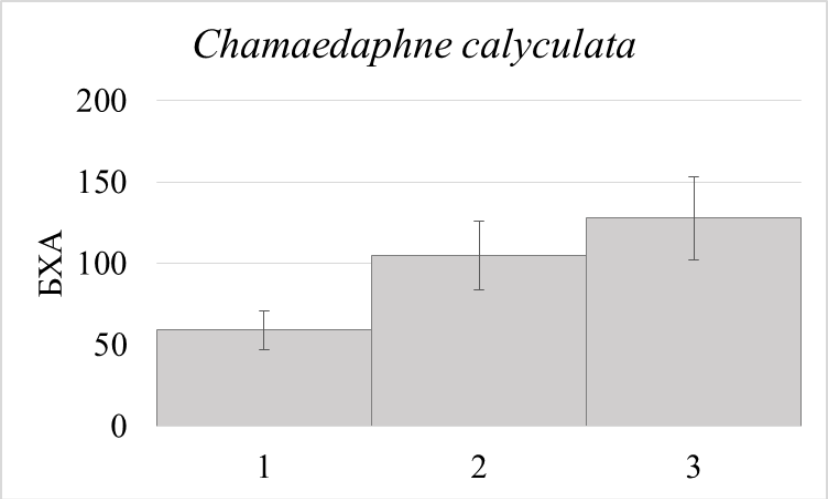


Рисунок 1. Динамика БХА *Chamaedaphne calyculata* (1 – фон; 2 – 5 и более лет после пожара; 3 – 1-2 года поле пожара).

S. fuscum сохранился на постпирогенных участках только на вершинах некоторых кочек, его отрастание на гари началось только на третий год после пожара. В первые годы у сохранившегося после пожара сфагнума БХА увеличилась более, чем в 2 раза, но в последующие годы активность поглощения элементов достоверно не отличалась от таковой на фоновых участках (рисунок 2).

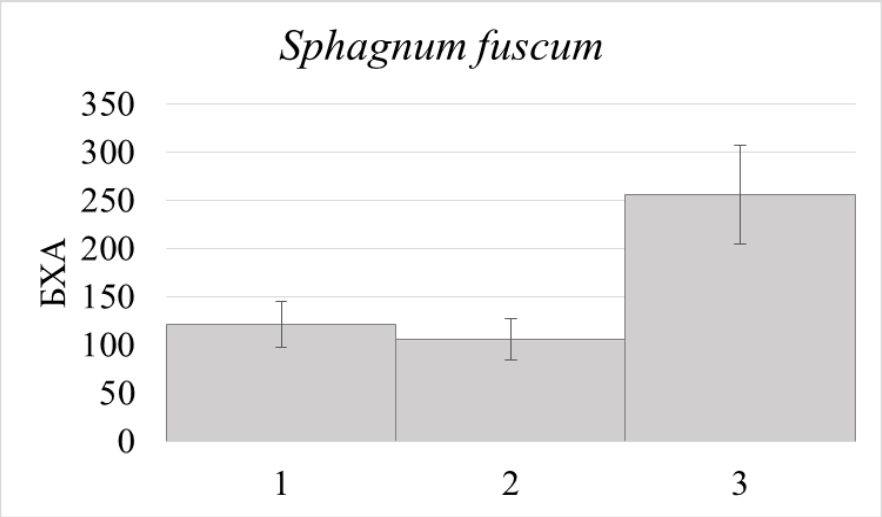


Рисунок 2. Динамика БХА *Sphagnum fuscum* (1 – фон; 2 – 5 и более лет после пожара; 3 – 1-2 года поле пожара).

Сосна на постпирогенных участках выгорела полностью, сохранились лишь единичные деревья. В первые два года после пожара БХА у сохранившихся *P. sylvestris* увеличилась в три раза, по сравнению с фоновыми участками. Увеличение БХА у сосны оказалось максимальным, по сравнению с другими видами. В последующие годы БХА уже сходна с фоновыми участками (рисунок 3).

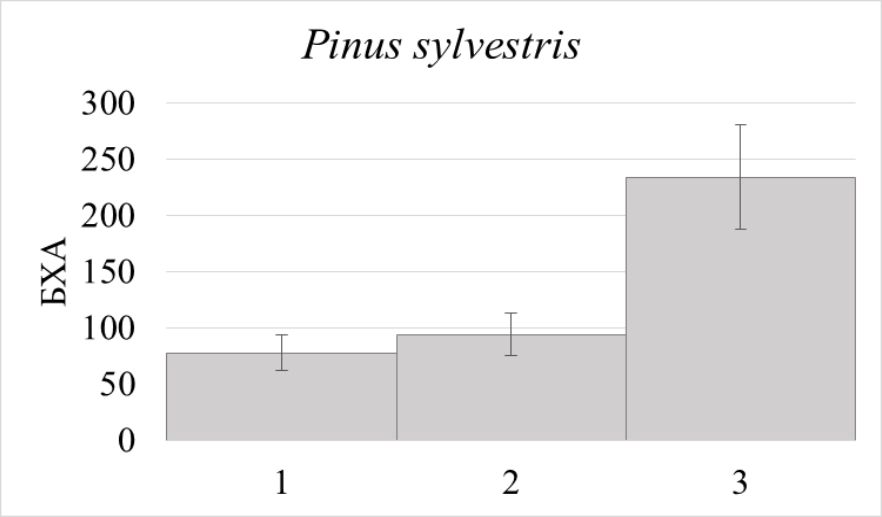


Рисунок 3. Динамика БХА *Pinus sylvestris* (1 – фон; 2 – 5 и более лет после пожара; 3 – 1-2 года поле пожара).

При сопоставлении максимальных показателей БХА у рассмотренных видов растений оказалось, что наибольшую постпирогенную активность показал *S. fuscum* (256). Немного меньше БХА у *P. sylvestris* (234), наименьшая БХА зафиксирована у *C. calyculata* (128). Причем такое же соотношение сохраняется при сравнении БХА данных видов и на фоновых участках.

Таким образом, у сохранившихся на постпирогенных участках растений, БХА повышается только в первые два года после пожара, что показало исследование *P. sylvestris* и *S. fuscum*. Повышение концентрации доступных для растений соединений в воде и торфе, образовавшихся в результате сгорания биомассы, привело к увеличению поглощения элементов растениями в первые два года после пожара. На примере *C. calyculata* показано, что несмотря на самые низкие значения БХА, наиболее продолжительное увеличение активности наблюдается у кустарничков, восстановившихся из подземных побегов, что индицирует не только повышение содержания доступных для растений элементов, но и интенсивный рост и развитие в процессе восстановления растений после пожара.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-44-700005 р_а и администрации Томской области.

1. Айвазян А.Д. Геохимические особенности флоры ландшафтов юго-западного Алтая. М.: Изд-во МГУ, 1974. 155 с.

2. Гашкова Л.П. Особенности накопления тяжёлых металлов болотными растениями юго-востока Западной Сибири. // Вестник Рязанского государственного университета имени С.А. Есенина. 2016. № 4 (53). с. 146–158.

3. Гашкова Л.П. Трансформация растительного покрова болот на разных стадиях пирогенной сукцессии. // Избранные труды Международной конференции и школы молодых ученых по измерениям, моделированию и информационным системам для изучения окружающей среды. Томск, 2020. С. 173–176.

4. Cruz-Paredes C., López-García Á., Rubæk G.H., Hovmand M.F., Sørensen P., Kjøller R. Risk assessment of replacing conventional P fertilizers with biomass ash: Residual effects on plant yield, nutrition, cadmium accumulation and mycorrhizal status // Science of The Total Environment. 2017. V. 575. P. 1168–1176. doi:10.1016/j.scitotenv.2016.09.194.

5. Hand J.L., Malm W.C., Laskin A., Day D., Lee T., Wang C., Carrico C., Carrillo J., Cowin J.P., Collett Jr., Iedema M.J. Optical, physical, and chemical properties of tar balls observed during the Yosemite aerosols characterization study // Journal of Geophysical Research. 2005. V. 110. P. D21210. doi:10.1029/2004JD005728.

6. Lamentowicz M., Słowiński M., Marcisz K., Zielińska M., Kaliszan K., Lapshina E., Gilbert D., Buttler A., Fiałkiewicz-Kozieł B., Jassey V.E.J., Laggoun-Defarge F., Kołaczek P. Hydrological dynamics and fire history of the last 1300years in western Siberia reconstructed from a high-resolution, ombrotrophic peat archive // Quaternary Research. 2015. V. 84 (3). P. 312–325. doi:10.1016/j.yqres.2015.09.002

7. Popovicheva O., Kistler M., Kireeva E., Persiantseva N., Timofeev M., Kopeikin V., Kasper-Giebl A. Physicochemical characterization of smoke aerosol during large-scale wildfires: Extreme event of August 2010 in Moscow // Atmospheric Environment. 2014. V. 96. P. 405–414. doi:10.1016/j.atmosenv.2014.03.026.

8. Posfai M., Simonics R., Hobbs J. Li, P., Buseck P. Individual aerosol particles from biomass burning in southern Africa: I. Comparisons and size distributions of carbonaceous particles // Journal of Geophysical Research. 2003. V. 108. P. D13. doi:10.1029/2002JD002291.

СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ СРЕДЫ ОБИТАНИЯ – ПУТЬ ВЫХОДА ИЗ КРИЗИСА

Киреева С.А. Панченко Ж.В. Попов Е.Г.
Эколого-просветительское волонтерское движение «Украсим Родину садами» (р. Беларусь), sveta.polock@yandex.by

Сегодня многие проблемы принято списывать на глобальное потепление, при этом огромные средства тратятся на мониторинг того, что же ещё уничтожил человек на планете своими действиями и совещания о том, как нам остановить потепление.

Изменять космические ритмы планеты человек вряд ли сможет, но минимизировать неблагоприятные проявления вполне возможно, перенаправив затрачиваемые усилия и средства на создание среды обитания в новых условиях и используя новые возможности. Предполагается, что в результате прецессии земной оси в очередном цикле Миланковича (см.: https://en.wikipedia.org/wiki/Milankovitch_cycles) человечеству может открыться период новых возможностей, о чём говорится в разных источниках: появление новых территорий в результате таяния мерзлоты, получение запасов пресной воды, продвижение привычных экосистем на северные широты, вследствие чего возможен рост изобилия продуктов питания и большие возможности для творчества (см.: https://mir-znaniy.com/preczessiya-zemli-vot-pochemu-nashu-planetu-brosaet-to-v-zhar-to-v-holod/).

Но сегодня человек выбирает другой путь – бессмысленного потребления, переводя данные ему блага в мусор, называя этот путь прогрессом и развитием цивилизации (рис. 1). Круг деградации замыкается (рис. 2)

Массовая вырубка деревьев для создания флота в петровские времена привела к деградации не только лесов, но и сознания. Вырубленные священные рощи предков, представлявшие особые, не понятые до сего дня комплексы, заменили лесными посадками, называя их лесом и забывая, какими были деревья и какова их роль.

Впервые о климатических изменениях заговорили с середины XX века из-за массового уничтожения тропических лесов. С тех пор прошло около полувека. За эти годы мы могли вырастить взамен утраченных новые леса, которые являются естественным регулятором биологических процессов на планете и задолго до появления человека являли самовосстанавливающуюся (фактически вечную) жизнь на планете. Вместо этого продолжается уничтожение естественной среды обитания и сооружение искусственной, с заменой природной регуляции биосферы техническими разработками.

Объективно оценивая происходящие изменения можно говорить об отсутствии смягчения происходящих процессов в связи с исчезновением лесов, которые регулировали изменения температуры, влажности, силы ветра (и т. д.) без участия человека, обеспечивая комфортную среду обитания. Так, в пустыне с высокими температурами сформировалась неблагоприятная для нормальной жизни среда. Тогда чем отличается жизнь в городе? В Сахаре днём обычной считается температура выше +35…37°С, а в Москве абсолютный максимум составил +38,2°С. При этом в пустыне могут существовать оазисы, где человек может жить под защитой растений. А кто защитит человека в городах?

Страдают сегодня и природоохранные объекты: за последние четыре десятилетия количество осадков на территории Беловежской пущи уменьшилось на 15 %. Первыми это почувствовали ели с их поверхностной корневой системой. Почти полностью исчезли ясени. Деревья высыхают из-за низкого уровня грунтовых вод и нехватки влаги. Болото не успевает поглотить в себя столько воды в зимнюю оттепель, т.к само еще стоит замерзшее после зимы. Вода отходит по каналам в реки, а летом ее просто не хватает. Растения мучаются от засухи, слабнут и становятся лёгкой добычей вредителей. При этом под пашню отдаются все новые земли, а многолетние леса заменяются посадками саженцев.

Несмотря на "глобальность" потепления в Беларуси в 2021г. в Минске в первый день лета воздух прогрелся только до 17,9 градусов, а накануне ночью было и вовсе+1°С.

Такие же значения мы имеем и в конце календарного лета. Все эти наблюдения говорят о том, что, в естественной среде обитания, мы могли бы не замечать происходящих изменений и продолжать творчески трудиться даже в дни с аномальными показателями. В искусственной среде технические средства не спасают. Искусственно переработанный воздух, вода, свет – ради чего человек поместил себя в такие условия и вынужден сдерживать собственные выбросы? Пора признать, что сдержать разрушительные процессы в искусственно созданной среде невозможно. И есть только один выход – выбор нового цивилизованного пути, который состоит в совершенствовании среды обитания. Пока ещё позволяет пространство и время, необходимо, основываясь на данных мониторинга прошлых лет, постепенно восстанавливать утраченные природой виды, в обратном порядке пройдя путь к первоначальным условиям появления человека на Земле, а чтобы минимизировать риски неудачных экспериментов – обратиться к разработкам советских ученых, показавших свою эффективность, так как из-за повреждения экосистем специфика их восстановления будет разной для различных исходных условий. Вводить человечество в заблуждение о необходимости сдерживать процессы, вызванные космическими ритмами – преступно, т.к вместо реальных действий по восстановлению природы и среды обитания общество продолжает пребывать в иллюзии.

Удивление вызывает "деградация понимания" процессов, в которых участвуют леса. Есть мнение, что "для сохранения баланса возрастной и породной структуры, устойчивости лесов к вредителям и болезням их необходимо вырубить для создания на их месте молодых лесов … никакого урона природе этот процесс не наносит, напротив, экономика получает древесные ресурсы, а природа – новые более устойчивые к факторам окружающей среды леса. Если не рубить, что будет? Насаждения растут до определенного возраста потом они погибают. Вложив деньги в выращивание и охрану, мы не получим отдачи. Кроме того, древесина в процессе роста поглощает углекислый газ и выделяет кислород. Но как только начинает стареть, наоборот, забирает кислород с "выхлопом" углекислоты. Если не рубить, наши леса вместо лёгких Европы начнут наш кислород потреблять." (см.: https://www.sb.by/articles/a-les-sozrel.html). Вырубка леса подаётся как спасение от глобального потепления и, в итоге, сознательно уничтожаются леса: в Беларуси "в 1994 году расчетная лесосека в стране была 5,4 млн м^3, а в 2021 году – 14,9 млн м^3 спелой древесины – в 3 раза больше «поспело». При этом сроки вырубки спелой древесины всё уменьшаются. Остановить этот процесс могло бы изучение и применение опыта советских учёных, который убедительно показал, что за 3-4 года после высадки лесополос и создания дополнительных водоёмов можно значительно повысить урожайность с/х культур, а, значит, начать более грамотное использование пашни, остановить вырубку леса под распашку. Совместив государственные лесополосы с созданием поселений нового типа – "родовых поместий", которые удачно вписываются в лесополосы, высаженные "по сталинскому" плану восстановления природы, можно в короткие сроки оживить среду обитания на больших территориях, которые по причинам ошибочных действий прежних лет подвержены засухам, наводнениям, сухим грозам и пожарам, ветроломам, опустыниванию и требуют больших вложений для устранения этих угроз и последствий региональных природных катастроф. Кроме "сталинских" возможно восстановление "царских" лесополос, которые разрабатывались, чтобы смягчить, резкость степного климата и противодействовать тому вреду, который причиняет сельскому хозяйству в этих степях недостаток влаги и особенно жгучий юго-восточный ветер» (см.: http://gubernya63.ru/dostoprimechatelnosti/nature/zhivye-pamjatniki-nestora-genko.html?template=95).

Начатые посадки деревьев при реализации проекта "Дальневосточный гектар" уже можно отследить и проанализировать их влияние. При совмещении этих проектов с проектом "Родовые поместья", в которых на каждом гектаре до 2/3 участка также предлагается занять лесом, жители сами смогут следить за состоянием посадок и одновременно получать ощутимую поддержу для ведения собственного хозяйства.

Существуют так же остатки засечных лесов, описанных в исторических документах. Есть проект "Зелёная стена России", где главная связующая артерия, костяк общей сети –

засечная черта. Восстановив леса по этим оборонным в прошлом линиям, протянувшимся с запада на восток по Русской равнине, мы создадим магистральные зеленые коридоры шириной от 1- до 10 км. Их "ответвления" – коридоры второго порядка – должны пролегать по берегам рек, водоразделам, сухим балкам, соединять сохранившиеся «островные» леса…» (https://groh.ru/map/green/green.html).

В городах же необходимо провести изменение генпланов застройки с внесением лесопарковых зон не только в каждом районе, но и во дворах. Таким образом, и городская среда будет вписана в естественную живую среду обитания (рис. 3).

Стоит вспомнить, что деревья растут выше наших многоэтажек, что позволит создать естественное затенение строений, изменит влажность воздуха за счет испарения воды листьями деревьев, даст возможность взаимодействовать с живой природой, не выезжая за город, а значит, повысит защитные силы и жизнестойкость человека, загонявшего себя долгие годы в тупик, усугубившийся во время пандемии. А ведь воздух в наших кедровых лесах практически стерилен. Сохраняя и возрождая их, мы сможем не задумываться о средствах защиты и лечения.

Многие же при выборе нового пути последуют словам Ф.М. Достоевского и высказанной им национальной идее русского народа: "если я вижу, где зерно или идею будущего – так это у нас, в России потому, что у нас есть и по сих пор уцелел в народе один принцип…, что земля для него *всё*... В земле, в почве есть нечто сакраментальное. Если хотите переродить человечество к лучшему, почти что из зверей поделать людей, то наделите их землею и достигнете цели. Весь порядок в каждой стране-политический, гражданский, всякий- всегда связан с почвой и с характером землевладения в стране. Если есть в чём у нас в России наиболее теперь беспорядка, так это в владении землею, в отношениях владельцев к рабочим и между собою, в самом характере обработки земли. И покамест это всё не устроится, не ждите твердого устройства и во всем остальном. … настанет Обновленное Человечество ... и начнет жить в Саду…Что-нибудь тут должно произойти, переменить, но только у всех должна быть земля, и дети должны родиться на земле, а не на мостовой ... пусть каждый фабричный работник знает, что у него где-то там есть Сад, под золотым солнцем и виноградниками ... и что в этом Саду живет и его жена,… а с женой-его дети... Сад будет. Помяните мое слово хоть через сто лет и вспомните, что я вам об этом в искусственном саду и среди искусственных людей, толковал. Человечество обновится в Саду и Садом выправится – вот формула." (см.: Ф.М. Достоевский Дневник писателя за 1873 г. Земля и дети.).

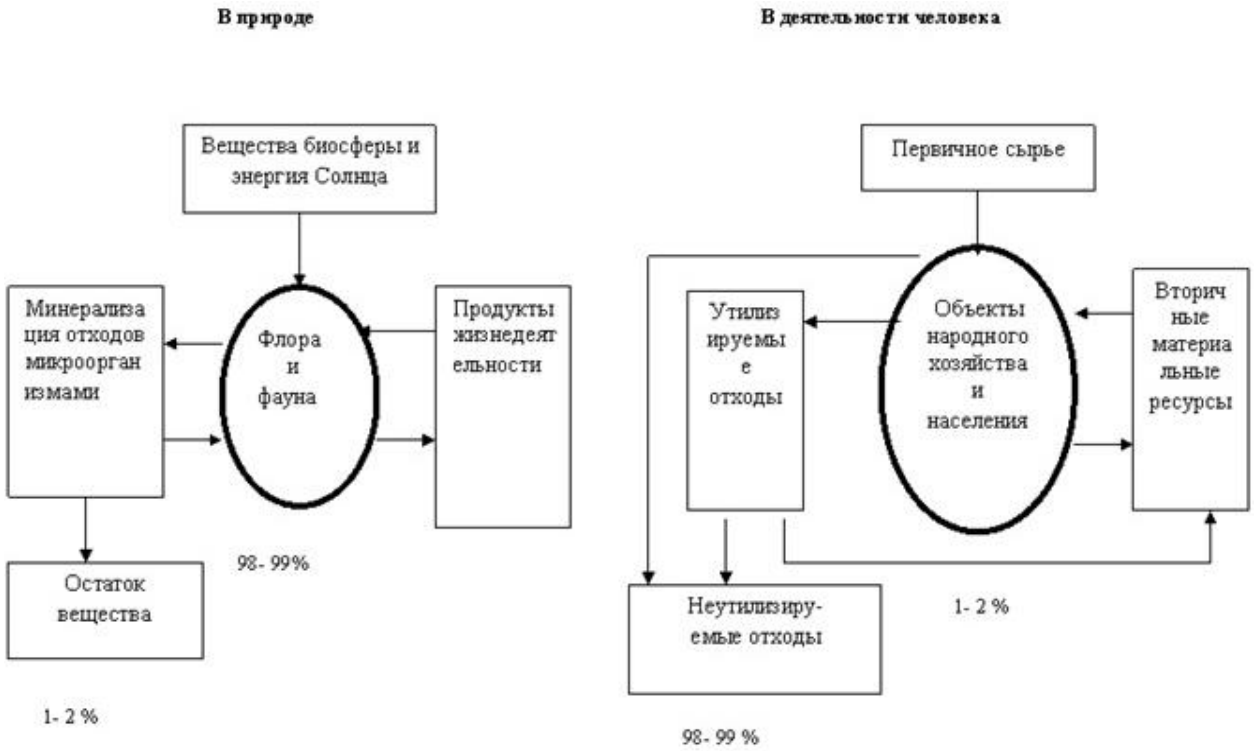


Рисунок 1. Сравнение жизнедеятельности природы и человека.

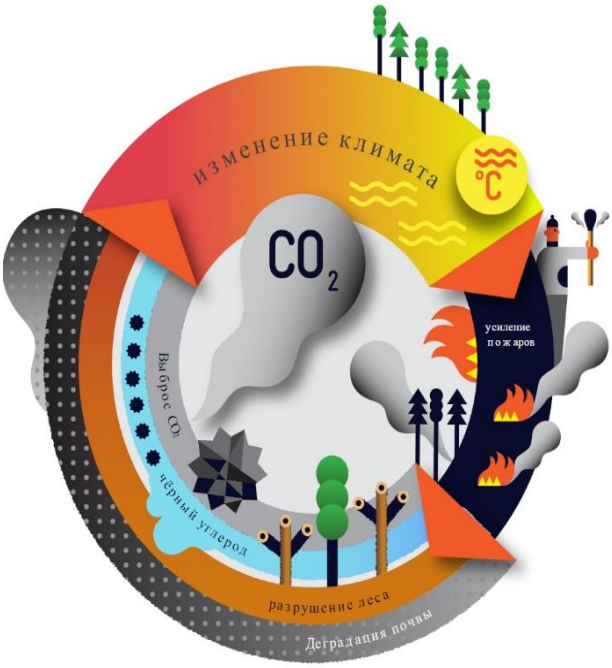


Рисунок 2. Круг деградации экосистем.

Рисунок 3. Город и зелёные насаждения.

ЛИШАЙНИКИ КАК ИНДИКАТОРЫ ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ

Коваль Ю.Н.
ФГБОУ ВО Сибирская пожарно-спасательная академия
ГПС МЧС России, Железногорск, Красноярский край, Россия,
Красноярский край, г. Железногорск, ул. Северная,a_yulya@inbox.ru

Лишайники являются своеобразной группой низших растений, в которых сочетаются два организма: водоросль и гриб. В зависимости от принадлежности к субстрату различают разнообразные экологические группы лишайников. Лишайники могут произрастать на камнях, замшелых пнях, на обнаженной мертвой древесине и на стволах деревьев. Лишайники произрастающие на коре – это неотъемлемый компонент биогеоценозов, и в последнее время эпифитный тип лишайников признанный объект экологического мониторинга, который интенсивно используется в качестве индикаторов загрязнения воздуха. За счет особенностей морфологии и физиологии способность лишайников к накоплению загрязняющих веществ выше, чем у многих сосудистых растений. При попадании загрязняющих веществ, которые не свойственны ей, в экосистему, в видовом составе лишайников могут наблюдаться изменения, либо регистрироваться признаки угнетения (нарушения в морфологии и физиологии).

С целью оценки уровня загрязнения атмосферного воздуха используется метод лихеноиндикации. Лихеноиндикация имеет ряд преимуществ ¬- позволяет провести объективный анализ в случае синергизма или нейтрализации поллютантов. Одно из основных плюсов метода это наличие лишайников практически в любых климатических зонах, и на любых субстратах [1].

Объект нашего исследования: эпифитные лишайники произрастающие в лесой зоне ЗАТО Железногорск Красноярского края.

Леса ЗАТО Железногорск Красноярского края формируют хвойные и лиственные породы. Защитные леса занимают 83 % от общей площади территории. Здесь обитают и накипные, и листоватые, и кустистые формы лишайников.

Именно защитные леса расположенные близко к городу и поселкам испытывают наибольшее антропогенное влияние. Особенно выражено атмосферное загрязнение из-за размещения на территории ЗАТО Железногорск десяти котельных, работающих преимущественно на твердом топливе.

Активно сжигая ископаемое топливо и уничтожая леса, человечество продолжает загрязнять атмосферу. Атмосферный перенос загрязняющих веществ с котельных города является важным путем поступления поллютантов. В составе золы, образующейся при сгорании угля, входят токсичные металлы, диоксид серы и другие опасные вещества. Двуокись серы уже в концентрации 0,08–0,10 мг/м^3 оказывает на лишайники негативное воздействие – в хлоропластах водорослевых клеток появляются некрозные пятна. При концентрации, равной 0,5 мг/м^3 начинается деградация хлорофилла, что может приводить к гибели тест-организма.

Актуальность: Проблема загрязнения атмосферного воздуха занимает особое место среди проблем окружающей среды. Население города ЗАТО Железногорск проживающие вблизи городских лесов посещают зеленые зоны, но не владеют актуальными данными об уровне загрязнения атмосферного воздуха. Важными биоиндикаторами при изучении атмосферного переноса многих химических элементов являются лишайники. Исчезновение и изменение видового состава лишайников связано с тем, что они одни из самых чувствительных организмов.

Цель: провести оценку загрязнения атмосферного воздуха по индикаторным признакам лишайников.

В работе был использован метод картографирования. Территорию города разбивали на несколько зон, которые отличались друг от друга степенью загрязнения. Для наблюдения за состоянием воздуха использовались эпифитные лишайники, т. е. произрастающие на стволах

и ветвях деревьев, поскольку они являются наиболее чувствительными к изменению содержания в воздухе химических веществ.

В результате исследования было выявлено 10 видов лишайников, принадлежащих к 7 семействам. Наиболее крупным из них является семейство Parmeliaceae – 4 вида [2].

Общее проективное покрытие лишайников варьируется от 0 до 65 %. Число описаний без лишайников – 67,6 %. Доминантными видами на стволах сосны на территории города являются Hypogymnia physodes, Parmeliopsis ambigua, что типично для Северо-запада России. Единично встречаются такие виды, как Bryoria capillaris, Lobaria pulmonaria, Parmelia sulcata.

Анализ жизненных форм лишайников показал, что кустистые лишайники присутствуют только в условно чистых районах, которые брались в качестве контрольных площадок (район садового кооператива №1). Доля накипных форм лишайников, в сравнении с листоватыми, меньше. Следует отметить, что с увеличением диаметра ствола дерева биомасса листоватых и кустистых лишайников возрастает. В частности, накипные лишайники являются более устойчивыми к вредному воздействию загрязненного воздуха, благодаря меньшей площади соприкосновения с воздушной средой, а значит, при уменьшении их доли, можно судить о загрязнении воздуха [5,6].

В условиях городской среды видовое разнообразие лишайников обедняется, что говорит об воздействии автотранспорта и котельных города на тест-объекты [4].

Частота встречаемости была максимальной у лишайников относимых к 3 классу чувствительности. Проективное покрытие низкое (2–7%). Из жизненных форм преобладают накипные лишайники.

Выводы: 1. чем выше содержание загрязняющих веществ в атмосферном воздухе, тем ниже частота встречаемости лишайников;

2. чем сильнее загрязнение воздуха, тем меньше покрытие лишайников на стволах деревьев;

3. при повышении загрязненности воздуха первыми исчезают кустистые лишайники, за ними – листоватые, последними–накипные.

1. Баумгертнер, М.В. Лишайники и проблемы биоиндикации / М.В. Баумгертнер // Проблемы экологии и экологического образования. - Бирск: 2013. - С. 75-77.
2. Голубкова Н.С. Определитель лишайников средней полосы Европейской части СССР / АН СССР. Ботан. ин-т им. В. Л. Комарова. - Москва ; Ленинград : Наука, 1966. - 256 с
3. Лишайники в экологическом мониторинге / Л. Г. Бязров; Отв. ред.: Д. А. Криволуцкий; Рос. акад. наук. Ин-т проблем экологиии и эволюции им. А. Н. Северцова. - М. : Науч. мир, 2002. – 335
4. Малахова К. В. Биоиндикационные особенности некоторых эпифитных лишайников ГПЗ «Кологривский лес» имени М. Г. Синицына / К. В. Малахова, Э.В. Марамохин // Материалы I Региональной научно-практической конференции «Природа Костромского края: современное состояние и экомониторинг» Кос. гос. ун-т ; ОГБУК «Музей природы Костромской области». Кострома, 24-25 марта 2017. С. 113-116.
5. Марамохин Э. В. Эпифитные лишайники родов Usnea, Evernia и Lobaria, как биоиндикаторы экологического благополучия заповедника «Кологривский лес» [Текст] / Э. В. Марамохин // Молодой ученый. – 2014. – №8. С. 379-382.
6. Пчёлкин А.В. Популярная лихенология. / А. В Пчёлкин — М.: МГСЮН 2006. C.M. van Herk. Mapping of Ammonia Pollution with Epiphytic Lichens in the Netherlands // The Lichenologist − Volume 31. − Issue 1. − January 1999. − pp. 9-20.

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И КЛИМАТА В ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ НА ЮГЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ДАННЫМ КОМПЛЕКСНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА КРАСИЛОВСКОЕ

Курьина И.В., Бляхарчук Т.А.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
irina.kuryina@yandex.ru

Современные колебания климата заставляют задуматься об их причинах и искать ответ на этот вопрос в сравнении с изменениями климата, происходившими в недавнем прошлом. На фоне тысячелетних климатических колебаний голоцена в целом флуктуации климата в позднем голоцене относительно невелики, однако даже они способны оказать значительное влияние на жизнь и хозяйственную деятельность человека [1]. В течение последних двух тысяч лет наиболее заметными климатическими событиями, выявленными во многих регионах земного шара, считаются малый климатический оптимум (МКО) и малый ледниковый период (МЛП) [2]. В разных регионах временные границы МКО и МЛП несколько различаются, однако в целом потепление климата во время МКО выявлено 950-650 л.н., а похолодание во время МЛП 400-100 (550-50) л.н. [1-2]. Для двух этих периодов условия увлажненности климата в разных регионах Евразии варьировали [2-3].

В Западной Сибири по обобщенным данным спорово-пыльцевого, дендрохронологического, гляциологического, изотопного анализов и историческим сведениям [1] МЛП отличался понижением среднегодовой, летней и, особенно, зимней температуры воздуха, усилением ледовитости высокоширотных морей, ростом площади горных ледников, увеличением количества зимних осадков, поздними сроками вскрытия и ранними сроками замерзания рек. Реконструкции на юге Западной Сибири в пределах лесостепи, степи и Алтайских гор демонстрируют высокий уровень вариабельности палеоклиматических данных для позднего голоцена. Часть этих реконструкций [4-6] охватывает длительные периоды и их временное разрешение не позволяет детализировать климатические события двух последних тысяч лет на вековой шкале. Результаты других реконструкций [3, 7-9] различаются. Во многом это обусловлено контрастностью представленных на этой территории ландшафтов, относящихся к разным широтным зонам, равнинных и горных форм рельефа, повышенным уровнем циркуляции воздушных масс в зоне образования полярных фронтов. В связи с этим детализация особенностей регионального палеоклимата на юге Западной Сибири представляет особый интерес. Целью нашего исследования является реконструкция условий окружающей среды и климата в позднем голоцене в лесостепной зоне Алтайского края. При этом основной задачей являлось выявить степень выраженности изменений основных климатических параметров (температуры и увлажненности) для периодов МКО и МЛП.

Объектом для реконструкции послужили отложения мелководного бессточного озера Красиловское, расположенного в зоне лесостепи в Алтайском крае (53º10' с.ш.; 84º26' в.д.; высота н. у.м. 220 м). Площадь зеркала озера 0,8 км^2, средняя глубина 2,7 м, максимальная 6,0 м [10]. Озеро расположено на правом берегу р. Обь, в зоне сочленения так называемых боровых террас с четвертой террасой Верхней Оби, окружено подтаежными лесами с богатым травяным ярусом, сосновыми борами на песчаных дюнах, луговыми степями, лугами и агроценозами [10]. Климат района континентальный. По данным метеостанции Троицкое средняя температура июля +19,2º С, января -16,6º С, годовое количество осадков 570 мм [10].

Колонка верхней части озерных отложений отобрана на глубине воды около 3 м. Мощность колонки 74 см, шаг отбора образцов 1 см. Радиоуглеродное датирование выполнено выборочно для четырех образцов из колонки. Общий возраст взятых отложений составил 1430

кал. лет (от 1950 г.). В образцах колонки проведены спорово-пыльцевой и хирономидный анализы по стандартным методикам [11-12]. Количественная реконструкция июльской температуры воздуха по данным анализа хирономид выполнена при помощи модели трансферной функции [13], разработанной для территории России.

Результаты спорово-пыльцевого анализа показали преобладание в спектрах пыльцы древесных пород березы и сосны обыкновенной, а среди трав – пыльцы полыни и злаков, что типично для лесостепной зоны (рис. 1). В целом, наблюдается довольно однородный состав пыльцевых спектров в колонке, за исключением слоя отложений на глубине 36-25 см (360-200 л.н.). В этом слое возрастает доля пыльцы кедра и снижается доля пыльцы березы и пихты, что индицирует более влажные и прохладные условия среды в этот период, который по времени совпадает с МЛП.

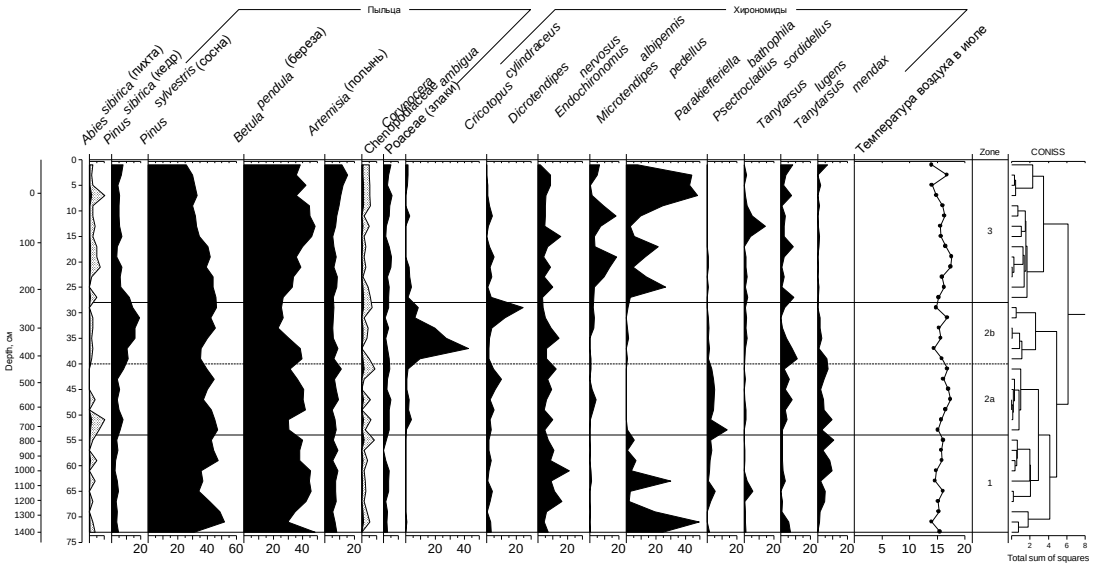


Рисунок 1. Распределение выборочных ключевых таксонов пыльцы и хирономид в верхней части отложений озера Красиловское и реконструкция июльской температуры воздуха по данным хирономидного анализа.

Анализ остатков хирономид выявил богатый таксономический состав, представленный 83 таксонами, среди которых большинство характерно для литорали (рис.1). Кластерный анализ позволил выделить три зоны в формировании отложений: 1) 73-54 см (1400-760 л.н.) – среди хирономид доминируют *Microtendipes pedellus* и *Dicrotendipes nervosus*, реконструированные значения температуры июля (15,3º С ± 0,7º С) отражают относительно прохладные условия; 2) 53-28 см (720-230 л.н.) – в первой половине этой зоны четко выраженные доминанты отсутствуют, состав комплексов варьирует, что, вероятно, индицирует повышенную изменчивость условий среды; во второй половине зоны доминирует *Corynocera ambigua*; 3) 27-0 см (220 л.н.- настоящее время) – в комплексах преобладают *Microtendipes pedellus* и *Endochironomus albipennis*, наблюдается небольшой рост значений температуры (15,9º С ± 1,1º С). Реконструкция среднемесячной температуры июля по данным хирономид в целом характеризуется низкой амплитудой значений (14,0º-17,6º С). Интерес представляет вторая зона, выделенная по видовому составу хирономид, где в первой ее части (53-40 см, 720-430 л.н.) наблюдается небольшой рост значений температуры (16,4º С ± 0,8º С), а во второй части (39-28 см, 410-230 л.н.) – снижение значений (15,5º С ± 0,9º С). По времени вторая часть данной зоны соответствует периоду МЛП. При этом с периодом МКО (950-650 л.н.) по времени частично совпадает первая зона, хотя в это время повышение реконструированных значений температуры июля не выявлено, и частично первая часть второй зоны, характеризующаяся слабым потеплением. Преобладание среди остатков

хирономид литоральных видов свидетельствует о повышенной чувствительности их комплексов к колебаниям уровня озера. В таком случае увеличение доли *Microtendipes pedellus* может служить индикатором повышения уровня озера [14]. В отложениях озера Красиловское возрастание доли этого таксона наблюдалось в слоях 73-60 и 25-2 см (1400-1000 и 200- -50 л.н., соответственно).

Таким образом, в нашем исследовании результаты анализа хирономид показали период похолодания 410-230 л.н., что хорошо согласуется со спорово-пыльцевыми данными, которые позволили выявить период более холодных и влажных условий 360-200 л.н. По времени это соответствует МЛП. Слабая выраженность похолодания по данным реконструкции температуры июля во время МЛП может быть отчасти связана с тем, что в этот период особенно заметным было снижение зимних температур [1]. Важно подчеркнуть и внутреннюю неоднородность события МЛП, в течение которого наблюдались заметные колебания температуры [1]. Такая температурная изменчивость проявилась по данным нашей реконструкции (рис. 1) и других реконструкций на юге Западной Сибири [3, 9]. Усреднение реконструированных значений температуры приводит к сглаживанию похолодания.

По спорово-пыльцевым данным нашего исследования потепление в период МКО не проявилось, тогда как по данным хирономидного анализа выявлено слабое повышение температуры июля 720-430 л.н. Мы считаем, что данное потепление является отражением события МКО, так как оно частично соответствует общепринятым временным рамкам МКО (950-650 л.н.) и непосредственно предшествует похолоданию МЛП. Некоторые авторы считают, что события МКО и МЛП взаимосвязаны, и даже рассматривают их как единое целое [1]. Кроме того, сходная картина, когда период МКО непосредственно предшествует МЛП, выявлена и в других реконструкциях в предгорьях Алтайских гор [3] и на Алтае [9]. В Тобол-Ишимском междуречье на юго-западе Западной Сибири снижение увлажненности и потепление климата, соответствующее МКО, выявлено 1400-1000 л.н., похолодание МЛП не проявилось [7]. По данным реконструкции на оз. Белое на юго-востоке Западной Сибири [8] теплые и влажные условия выявлены 1300-200 л.н., что может соответствовать МКО, тогда как холодные условия МЛП оказались не выражены. В то же время в реконструкции в степной зоне Западной Сибири [15] МЛП проявился как период холодных и влажных условий климата 230-90 л.н. по спорово-пыльцевым данным (преобладание таежного биома), тогда как диатомовые данные индицировали снижение уровня озера в это время. Наиболее вероятно, это внутреннее противоречие между данными разных анализов в одном исследовании обусловлено тем, что пыльца, соответствующая таежному биому, является заносной для степи и отражает региональную картину, а диатомовые водоросли индицируют локальные условия озера.

Результаты нашего исследования показали, что, в целом, в течение последних 1400 лет в лесостепной зоне на юго-востоке Западной Сибири наблюдались климатические условия, сходные с современными. На этом фоне выявлено похолодание 400-200 л.н., соответствующее Малому Ледниковому Периоду, которому предшествовало слабое потепление 700-450 л.н., вероятно, ассоциированное с Малым Климатическим Оптимумом.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 20-55-53015/ГФЕН_а).

1. Жилина Т.Н. Западная Сибирь в малый ледниковый период (1550 – 1850 гг.): природа и русская колонизация. Томск: Том. гос. ун-т, 2009. 180 с.

2. Chen J., Chen F., Feng S., Huang W., Liu J., Zhou A. Hydroclimatic changes in China and surroundings during the Medieval Climate Anomaly and Little Ice Age: spatial patterns and possible mechanisms // Quaternary Science Reviews. 2015. Vol. 107. P. 98–111.

3. Blyakharchuk T., Eirikh A., Mitrofanova E., Li H.-C., Kang S.-C. High resolution palaeoecological records for climatic and environmental changes during the last 1350 years from Manzerok Lake, western foothills of the Altai Mountains, Russia // Quaternary International. 2017. Vol. 447. P. 59-74.

4. Zhilich S., Rudaya N., Krivonogov S., Nazarova L., Pozdnyakov D. Environmental dynamics of the Baraba forest steppe (Siberia) over the last 8000 years and their impact on the types of economic life of the population // Quaternary Science Reviews. 2017. Vol. 163. P. 152–161.

5. Ryabogina N. E., Afonin A. S., Ivanov S. N., Li H.-C., Kalinin P. A., Udaltsov S. N., Nikolaenko S. A. Holocene paleoenvironmental changes reflected in peat and lake sediment records of Western Siberia: Geochemical and plant macrofossil proxies // Quaternary International. 2019. Vol. 528. P. 73–87.

6. Rudaya N., Krivonogov S., Słowiński M., Cao X., Zhilich S. Postglacial history of the Steppe Altai: Climate, fire and plant diversity // Quaternary Science Reviews. 2020. Vol. 249. 106616.

7. Zakh V.A., Ryabogina N.E., Chlachula J. Climate and environmental dynamics of the mid- to late Holocene settlement in the Tobol-Ishim forest-steppe region, West Siberia // Quaternary International. 2010. 220(1-2). P. 95–101.

8. Krivonogov S. K., Takahara H., Yamamuro M., Preis Yu. I., Khazina I. V., Khazin L. B., Kuzmin Y. V., Safonova I. Y., Ignatova N. V. Regional to local environmental changes in southern Western Siberia: Evidence from biotic records of mid to late Holocene sediments of Lake Beloye // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2012. Vol. 331–332. P. 177–193.

9. Rudaya N., Nazarova L., Novenko E., Andreev A., Kalugin I., Daryin A., Babich V., Li H.-C., Shilov P. Quantitative reconstructions of mid- to late holocene climate and vegetation in the north-eastern altai mountains recorded in lake teletskoye // Global and Planetary Change. 2016. Vol. 141. P. 12–24.

10. Суторихин И.А., Самойлова С.Ю., Коломейцев А.А., Кураков С.А. Динамика гидрометеорологических условий и параметров снежного покрова в бассейне бессточного пресноводного озера Красиловское // Известия АО РГО. 2020. № 2(57). С. 64–74.

11. Гричук В.П., Заклинская Е.Д. Анализ ископаемых пыльцы и спор и его применение в палеогеографии. М.: ОГИЗ, 1948. 223 с.

12. Brooks S.J., Langdon P.G., Heiri O. The identification and use of Palaearctic Chironomidae larvae in palaeoecology. QRA Technical Guide No. 10. London: Quaternary Research Association, 276 pp.

13. Nazarova L., Self A.E., Brooks S.J., van Hardenbroek M., Herzschuh U., Diekmann B. Northern Russian chironomid-based modern summer temperature data set and inference models // Global and Planetary Change. 2015. Vol. 134. P. 10–25.

14. Nazarova L., Bleibtreu A., Hoff U., Dirksen V., Diekmann B. Changes in temperature and water depth of a small mountain lake during the past 3000 years in Central Kamchatka reflected by a chironomid record // Quaternary International. 2017. Vol. 447. P. 46–58.

15. Rudaya N., Nazarova L., Nourgaliev D., Palagushkina O., Papin D., Frolova L. Mid-late Holocene environmental history of Kulunda, southern West Siberia: vegetation, climate and humans // Quaternary Science Reviews. 2012. Vol. 48. P. 32–42.

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПОВЕДЕНИЯ $\delta^{18}O$ ДРЕВЕСНО-КОЛЬЦЕВЫХ ХРОНОЛОГИЙ НА ЮГЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ РАВНИНЫ И В ПРИБАЙКАЛЬЕ

Маркелова А.Н., Симонова Г.В., Волков Ю.В., Тартаковский В.А.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
annanikmark@rambler.ru

Изотопный состав, как и другие параметры, годичных колец деревьев является источником информации об изменениях климатических и гидрологических параметров местообитаний, а также о физиологических и биохимических процессах в организме самих деревьев. С точки зрения изучения климатических и гидрологических процессов интересны связи изотопного состава кислорода древесины в целом и отдельных ее компонент с изотопным составом метеорных и грунтовых вод и климатическими параметрами: температурой, осадками, относительной влажностью воздуха. Эти связи могут быть использованы для решения задач при изучении процессов переноса влаги воздушными массами и перераспределения воды между ее природными резервуарами. В связи с этим существует необходимость сбора и совместного пространственно-временного анализа изотопных дендрохронологических данных. Однако, сигналы в изотопных древесно-кольцевых рядах, связанные с изменениями абиотических условий окружающей среды, довольно часто подавляются «биологическими» сигналами, связанными с функционированием организмов отдельных деревьев. Следовательно, вопросы, связанные с выявлением и усилением климатических сигналов в изотопных древесно-кольцевых рядах, остаются актуальными.

Цель данной работы – выявить общие и отличительные черты в изотопном составе кислорода ($\delta^{18}O$) в целлюлозе годичных колец деревьев на юге Западно-Сибирской равнины и в Прибайкалье. Оценить потенциал $\delta^{18}O$ – древесно-кольцевых рядов для климатических и гидрологических исследований.

На юге Западно-Сибирской равнины были выбраны три участка леса и заложены временные пробные площади в средней и южной подзонах тайги. В средней тайге – сосняк разнотравный (BJAR), в южной тайге сосняк зеленомошный (TMV) и сосняк зеленомошный разнотравный (TMCH). Все выбранные сосняки произрастают на песчаных и супесчаных почвах и занимают доминирующее положение в рельефе. Значения $\delta^{18}O$ были определены в целлюлозе с помощью изотопного масс-спектрометра DELTA V (Thermo Fisher Scientific, Германия) в центре коллективного пользования ТомЦКП СО РАН. Соответственно, получены древесно-кольцевые ряды $\delta^{18}O$ - BJAR *Pinus sylvestris*, $\delta^{18}O$ - TMV *Pinus sylvestris* и $\delta^{18}O$ - TMCH *Larix sibirica*.

В Прибайкалье были выбраны три $\delta^{18}O$-древесно-кольцевых ряда *Larix sibirica* , относящихся к территориям с разными природно-климатическими условиями: верхняя граница леса на перевале Даван ($\delta^{18}O$-DAV), лесостепь на острове Ольхон ($\delta^{18}O$-OLC) и южная тайга ($\delta^{18}O$-IRK). Значения $\delta^{18}O$ были определены в альфа-целлюлозе в исследовательском центре Юлих (Германия) в институте химии и динамики геосферы (ICG-V) на изотопном масс-спектрометре IRMS, OPTIMA. Более подробное описание хронологий и местообитаний приведены в (Voronin et al., 2012).

Для оценки связи между $\delta^{18}O$-рядами и метеорологическими параметрами: температура и относительная влажность воздуха, количество осадков были использованы данные наблюдений на метеорологических станциях Томск, Иркутск [патенты]

В таблице 1 приведены основные статистические характеристики $\delta^{18}O$-рядов. На юге Западно-Сибирской равнины изотопный состав кислорода целлюлозы более тяжелый, чем в Прибайкалье. Это согласуется с пространственным распределением значений $\delta^{18}O$ атмосферных осадков, по мере удаления от океанов вглубь материков изотопный состав

кислорода в них становится меньше. Более высокие значения отклонений от средних значений западно-сибирских $\delta^{18}O$-рядов по сравнению с прибайкальскими вероятнее всего объясняется тем, что в первом случае измерения осуществлялись в целлюлозе, а во втором – в альфа-целлюлозе.

Таблица 1. Основные статистические характеристики $\delta^{18}O$-дресесно-кольцевых хронологий.

Название	Временной период	Минимальное значение и отклонение, ‰	Среднее значение и СКО, ‰	Максимальное значение, ‰
^{18}O-BJAR	1727-1929	23,69	27,42±1,42	30,47
^{18}O-TMV	1867-2016	18,35	24,58±1,95	29,2
^{18}O- TMCH	1964-2010	20,94	25,36±1,86	33,51
^{18}O-DAV	1727-2000	19,33	21,55±0,88	24,51
^{18}O-OLC	1727-2001	18,29	23,38±0,88	26,05
^{18}O-IRK	1734-1998	21,14	21,26±0,84	23,36

Предположение о наличии общего сигнала в $\delta^{18}O$-рядах определялось с помощью корреляционного анализа. Значимость коэффициентов корреляции оценивалась с доверительной вероятностью 95%. С помощью метода совместной фильтрации, основанного на преобразовании Фурье, была выполнена оценка энергетических вкладов общего сигнала в изменчивость изотопных рядов, E изменяется от 0 до 1. Для Западной Сибири получены значимые коэффициенты для двух пар хронологий: $\delta^{18}O$-B-JAR и $\delta^{18}O$-TMCH-51 (r = 0,64), $\delta^{18}O$-B-JAR и $\delta^{18}O$-TMV-53 (r = 0,48). Энергетические вклады общего сигнала составляют E=0,74 для $\delta^{18}O$-TMCH-51, E=0,48 для $\delta^{18}O$-TMV-53, E=0,61 для $\delta^{18}O$-B-JAR. Для Прибайкалья все полученные коэффициенты оказались статистически значимыми: r=0.37 $\delta^{18}O$-DAV - $\delta^{18}O$-IRK, r=0.47 $\delta^{18}O$-DAV - $\delta^{18}O$ OLC, r=0.27 $\delta^{18}O$ OLC - $\delta^{18}O$-IRK. Энергетические вклады общего сигнала составляют E=0,56 для $\delta^{18}O$-DAV, E=0,40 для $\delta^{18}O$-IRK, E=0,62 для $\delta^{18}O$ OLC [voronin]. Корреляционный анализ Западно-Сибирских и Прибайкальских хронологий выявил статистически значимую корреляцию только между $\delta^{18}O$-TMCH-51 и $\delta^{18}O$-IRK, r = 0,29. Таким образом, в изотопных рядах подтверждено наличие региональных, вероятнее всего, климатических сигналов.

Для определения природы общего сигнала была выполнена оценка корреляционных связей изменений $\delta^{18}O$-значений в целлюлозе с среднемесячными значениями температуры (в течение гидрологического года) и влажности воздуха (в течение текущего вегетационного периода), месячными суммами осадков (в течение гидрологического года). За гидрологический год принят период с октября предыдущего по сентябрь текущего календарного года. На юге Западно-Сибирской равнины $\delta^{18}O$-древесно-кольцевые ряды довольно слабо коррелируют с климатическими параметрами. $\delta^{18}O$-TMCH значимо коррелирует только с относительной влажностью воздуха в августе(r=-0,37) и количеством осадков в сентябре (r=-0,25) текущего года. $\delta^{18}O$-TMV – с относительной влажностью воздуха в июне (r=-0,35) и сентябре (r=-0,30) текущего года. В Прибайкалье корреляция $\delta^{18}O$-рядов с метеопараметрами более тесная. Ряд $\delta^{18}O$-DAV значимо коррелирует с температурой июля (r=0,31), осадками в августе (r=-0,21), относительной влажностью воздуха в августе (r=-0,37). Ряд $\delta^{18}O$-IRK – с количеством осадков в августе (r=-0,28) и относительной влажностью в июне (r=-0,43). Ряд $\delta^{18}O$-OLC – с температурой в июле (r=0,22), количеством осадков в августе (r=-0,28) и относительной влажностью в июле (r=-0,49) и августе (r=-0,49).

Таким образом, с помощью корреляционного и спектрального анализа было определено наличие в $\delta^{18}O$-древесно-кольцевых рядах на юге Западно-Сибирской равнины и в Прибайкалье региональных климатических сигналов. С важными с точки зрения формирования изотопного состава целлюлозы годичных колец деревьев метеорологическими

параметрами на юге Западно-Сибирской равнины корреляция оказалась слабая. Более тесная корреляция прибайкальских хронологий с метеопараметрами объясняется тем, что некоторые из них являются лимитирующими рост деревьев факторами на отдельных локациях. Например, низкие температуры ограничивают рост древесной растительности на перевале Даван, а недостаток почвенной влаги, вызванный малым количеством осадков, ограничивает рост деревьев на острове Ольхон. Корреляция межу рядами δ^{18}O-TMCH-51 и δ^{18}O-IRK вероятно объясняется похожими природно-климатическими условиями в южно-таежных местообитаниях, где были взяты пробы, и принадлежностью выбранных деревьев к одному виду. Физиологическая реакция деревьев на изменения метеопараметров в этом случае также должна быть в целом одинаковой.

Обнаруженные региональные климатические сигналы в изотопных древесно-кольцевых рядах при их относительно невысокой корреляции с метеопараметрами, вероятнее всего связаны с изотопным составом атмосферных осадков, выпадающих над исследуемыми территориями. Исследуемые в данной работе δ^{18}O ряды имеют потенциал для частичного восстановления информации об изотопном составе кислорода в осадках.

Работа выполнена в рамках проекта АААА-А17-117013050030-1.

1. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Трофименко Л.Т., Швец Н.В. (2014) Описание массива данных среднемесячной температуры воздуха на станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2014621485 URL: http://meteo.ru/data/156-temperature#описание-массива-данных (дата обращения 03.09.2020).

2. Булыгина О.Н., Разуваев В.Н., Коршунова Н.Н., Швец Н.В. (2015) Описание массива данных месячных сумм осадков на станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2015620394 URL: http://meteo.ru/data/158-total-precipitation (дата обращения 03.09.2020).

3. Кузнецова В.Н., Давлетшин С.Г., Швец Н.В. (2019) Описание базы данных среднемесячная относительная влажность воздуха на метеорологических станциях России. Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2013621537 URL: http://meteo.ru/data/790-srednemesyachnaya-otnositelnaya-vlazhnost-vozdukha#описание-массива-данных (дата обращения 04.09.2020).

4. Voronin V.I. External forcing factor reflected in the common signals of □^{18}O-tree-ring series of Larix sibirica Ledeb. in the Lake Baikal region / V.I.Voronin, V.A. Tartakovsky, A.N. Markelova. - DOI:10.1016/j.dendro.2011.08.004. – Текст: электронный // Dendrochronologia.-2012.-V.30.-P. 199-208. – URL: https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S1125786512000173?via%3Dihub.

ДЕСТРУКЦИЯ РАСТЕНИЙ-ТОРФООБРАЗОВАТЕЛЕЙ В ТОРФЯНЫХ ЗАЛЕЖАХ ОЛИГОТРОФНЫХ БОЛОТ ПОДВЕРЖЕННЫХ ПИРОГЕННОМУ ВОЗДЕЙСТВИЮ

Никонова Л.Г., Головацкая Е.А.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
lili112358@mail.ru

Одним из опаснейших воздействий на природные экосистемы являются пожары, способные вызывать, помимо деградации и обеднения биоразнообразия, нарушения в естественном цикле важнейшего компонента биосферы – углерода [1,2]. Важнейшую роль в регуляции цикла углерода играют болота, особенностью которых является способность за счет медленных деструкционных процессов на долгое время исключать углерод из круговорота веществ, замедляя, таким образом, эмиссию CO_2 в атмосферу [3,4]. Торфяные пожары возникают на болотах, как правило, в следствии осушительных мероприятий, проведенных человеком. Современные изменения климата, деятельность человека, пирогенное воздействие способно привести к ускорению процесса разложения, и как следствие нарушению баланса углерода в атмосфере, в связи с этим, изучение процессов трансформации органического вещества торфа требует особого внимания [5, 6]. Таким образом, **целью работы** являлась оценка скорости разложения органического вещества растений-торфообразователей в условиях торфяных залежей пирогенных торфяников.

Исследования проводились в Бакчарском районе Томской области на территории стационара «Васюганье» (ИМКЭС СО РАН) на осушенном в 1970-х гг. олиготрофном болоте «Иксинское». Болото расположено в междуречье рек Икса и Шегарка. В 1998 году на осушенном участке Иксинского болота произошло выгорание значительной территории, в результате чего были полностью уничтожены растительный покров с приповерхностной толщи торфа на болотах, а также почвенный покров в заболоченных и автоморфных лесах [7]. Для исследования выбраны два участка с разной степенью пирогенной сукцессии: сосново-кустарничково-сфагновый фитоценоз с хорошо выраженным подростом сосны (Восстановленный рям (Гарь1) – 56°51'42.1" N 83°17'53.0" E) и сосново-березово-пушицево-сфагновый фитоценоз с менее выраженной степенью пирогенной сукцессии (Гарь2 - 56°52'03.4"N 83°11'52.1"E). Восстановленный рям (Гарь1) представляет из себя относительно хорошо восстановившийся низкий рям. Мощность торфяной залежи около 110 см. Глубина торфяной залежи участка Гарь 2 варьирует от 70 до 90 см. На территории изучаемого участка повсюду встречаются следы от пожара: поваленные деревья, обгорелая кора уцелевших деревьев.

Выбранные пункты исследования кроме отличий в растительном покрове также характеризуются разными гидротермическими условиями. На каждом пункте наблюдений установлены автономные измерители профиля температуры – АИПТ (ИМКЭС СО РАН) [8] оснащенные датчиками уровня болотных вод (УБВ), для выявления влияния гидротермических условий на скорость процесса трансформации. Согласно полученным данным Гарь2 является наиболее обводненным и теплым участком, так средний УБВ составляет на этом участке 24 см, а температура торфяной залежи на глубине 10 см – 13,4 ºС).На участке Восстановленного ряма (Гарь1) средний УБВ – 29 см и температура 12,0ºС.

Для определения скорости разложения применялся метод закладки растительных остатков в торф [9]. Исследовали скорость разложения растительного опада основных растений-торфообразователей типичных для олиготрофных болот: листья кустарничка *Chamaedaphne calyculata* Moench. – кассандра обыкновенная, очес мха *Sphagnum fuscum* Klinggr. – сфагнум бурый, а также смешанный образец, представляющий смесь исследуемых растений в соответствии с долей каждого вида в растительном опаде наиболее типичного естественного фитоценоза, состоящий из *Sphagnum fuscum* (60%)и *Chamaedaphne calyculata*

(40%). В лабораторных условиях собранные растения высушивали до воздушно-сухого веса, и раскладывали в нейлоновые мешочки по 15 г. Приготовленный растительный материал закладывали в торфяную залежь в октябре 2018 года, на глубину 10 см от поверхности в трехкратной повторности. Образцы с растительным материалом извлекли через 12 и 24 месяца после начала эксперимента. В образцах определяли убыль массы растительного вещества весовым методом. В исходных образцах определяли содержание углерода, азота. Изменение содержания зольных элементов в процессе трансформации растительных остатков оценивалось по сравнению зольности в исходных образцах и в образцах, извлеченных их торфяной залежи [10-11].

Среди исходных растительных образцов, наиболее благоприятными свойствами для микроорганизмов-деструкторов обладали листья *Chamaedaphne calyculata.* Высокое соотношение C/N, наименьшее содержание углерода и азота свидетельствует о возможной наименьшей скорости разложения очеса *Sphagnum fuscum* среди исследуемых растительных образцов (Табл. 1).

Таблица 1. Исходный химический состав растений-торфообразователей.

Содержание / Растение	Зольность, %	C, %	N, %	C/N
Chamaedaphnecalyculata	2,49	48,89	1,38	35
Sphagnumfuscum	1,77	43,77	0,75	58
Смешанный образец	1,89	45,83	0,81	56

В результате исследования, как и предполагалось, наименьшая скорость разложения характерна для *Sphagnum fuscum*, при этом образцы, заложенные в торфяную залежь участка Гарь2, разлагались медленнее (потери массы составили 25 и 15% на участках Гарь1 и Гарь2 соответственно). Максимальные потери массы (54% от исходного веса) получены для растительных остатков *Chamaedaphne calyculata.* Смешанный образец по потерям массы занимал промежуточное положение между отдельными его компонентами. Для всех растительных образцов наиболее активное разложение отмечалось в первый год деструкции (в среднем 65% от общих потерь за 2 года). В условиях торфяной залежи Гарь1 для всех образцов потери массы несколько выше, однако наиболее ярко выраженная разница получена для растительных остатков *Sphagnum fuscum* (рис. 1).

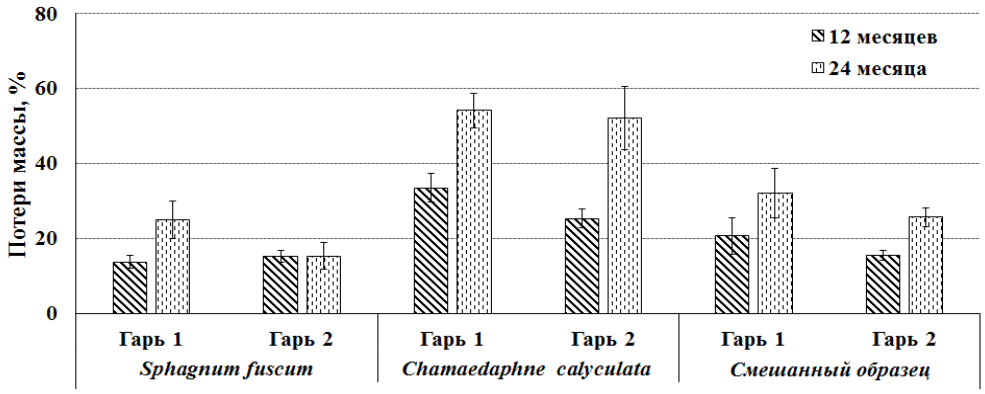


Рисунок 1. Потери массы растительных остатков, % от исходного веса.

В ходе деструкционных процессов может происходить как потеря, так и накопление зольных элементов. Среди исследуемых образцов, за 24 месяца накопление зольных элементов зафиксировано лишь для очеса *Sphagnum fuscum* в условиях участка Гарь2, как известно, способного аккумулировать в себе некоторые вещества. Наибольшие потери зольных элементов после исследования фиксировались в остатках листьев *Chamaedaphne calyculata* (51% и 47% от исходного содержания на участках Гарь1 и Гарь2 соответственно).

Как и с потерями массы, так и по изменению содержания зольных элементов, Смешанный образец занимал промежуточное место между отдельными компонентами (рис. 2).

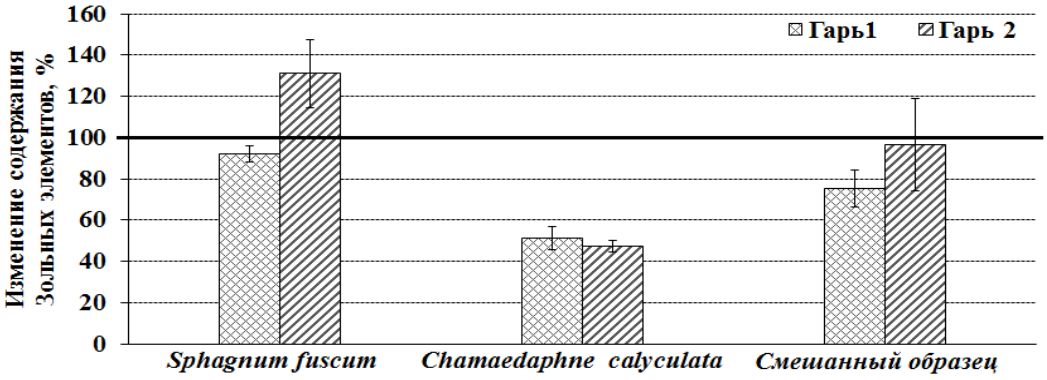


Рисунок 2. Изменение содержания зольных элементов за 2 года разложения, % от исходного содержания.

Таким образом, наиболее обводненные и теплые условия слабо восстановившегося после пожара участка Гарь 2 в ходе двухлетнего исследования оказались менее благоприятными для разложения органического вещества растительных остатков.

1. Швиденко А. З., Щепащенко Д. Г., Ваганов Е. А., Сухинин А. И., Максютов Ш. Ш., МкКаллум И., Лакида, И. П. Влияние природных пожаров в России 1998 2010 гг. на экосистемы и глобальный углеродный бюджет // Доклады академии наук. 2011. Т. 441. №. 4. С. 544-544.

2. Наумов А. В. Современные процессы газообмена в сфагновых болотах лесостепной зоны Барабы (Западная Сибирь) //Сибирский экологический журнал. 2011. Т. 18. №. 5. С. 657-663.

3. Болота Западной Сибири их роль в биосфере / Под ред. А. А. Земцова. Томск: ТГУ. СибНИИТ. 1998. 72 с.

4. Inisheva L. I. SzajdakL., Sergeeva M. A. Dynamics of Biochemical Processes and Redox Conditions in Geochemically Linked Landscapes of Oligotrophic Bogs // Eurasian Soil Science. 2016.Vol. 49. № 4.P. 466–474.

5. Добровольская Т. Г. Звягинцев, Д. Г., Чернов, И. Ю., Головченко, А. В., и др.Роль микроорганизмов в экологических функциях почв // Почвоведение. – 2015. – № 9. – С. 1087–1087.

6. Vanhala P.Karhu K., Tuomi M. Björklöf K., Fritze H., Liski J. Temperature sensitivity of soil organic matter decomposition in southern and northern areas of the boreal forest zone // Soil Biology and Biochemistry. 2008. № 40.P. 1758–1764.

7. БазановВ.А., ЕгоровБ.А., ЛьготинВ.А., СкугаревА.А. Современная пространственная динамика Большого Васюганского болота (на примере междуречья Икса-Шегарка) // Большое Васюганское болото. Современное состояние и процессы развития. /под ред. Чл-корр. РАН М. В. Кабанова. Изд-во Института оптики атмосферы СО РАН. Томск. 2002. С. 190-195.

8. Кураков С.А., Крутиков В.А., Ушаков В.Г. Автономный измеритель профиля температуры АИПТ // Приборы и техника эксперимента. 2008. № 5. С. 166-167.

9. Козловская Л.С., Медведева В.М., Пьявченко Н.И. Динамика органического вещества в процессе торфообразования. Л. : Наука ЛО. 1978. 172 с.

10. Дурынина Е.П., Егоров В.С. Агрохимический анализ почв, растений, удобрений. М.: МГУ. 1998. 113 с.

11. Воробьева Л.А., Ладонин Д.В., Лопухина, О.В., Рудакова, Т.А., Кирюшин А.В. Химический анализ почв. Вопросы и ответы. М.: МГУ. 2012. 186 с.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ВЫРАЩИВАНИЯ КЕДРОВОЙ СОСНЫ В БЕЛАРУСИ

Олешук Е.Н., Киреева С.А., Попов Е.Г., Рудевич М.Н., Торчик В.И.
ГНУ Институт экспериментальной ботаники НАН Беларуси им. В.Ф. Купревича (г. Минск, р. Беларусь), oleshen@mail.ru

Кедровые сосны (*Pinus cembra* и *P. sibirica*) в Беларуси традиционно относят к интродуцентам [1]. Вместе с тем имеются научные, в том числе исторические данные, убедительно свидетельствующие, что это не так. Прежде всего, археологические находки. К ним относятся остатки древесины кедровых сосен, найденные во время раскопок древних городищ Великого Княжества Литовского, а также пыльца кедровых сосен в наносных отложениях [2]. Кроме того, о произрастании кедровой сосны на нашей территории неопровержимо свидетельствуют летописные хроники. Также известно, что с XIV века кедры использовались в парках старинных усадеб, где и до сегодняшнего дня сохранились отдельные великовозрастные деревья этого вида [1, 3].

Следует отметить, авторитетные исследования последних лет доказывают, что *P. cembra* и *P. sibirica* на генетическом уровне идентичны, т. е. по существу являются расами одного вида [4-6]. Следовательно, особенности европейской кедровой сосны *P. cembra* (меньший рост, раскидистость кроны, …) обусловлены условиями в местах их произрастания. И действительно, *P. sibirica* демонстрирует такие же, как у *P. cembra,* габитус и темпы развития в условиях Приполярья (р-н Печоры), где значительно снижены САТ и освещённость, а разрыв ареала вида (Рисунок) вызван "нашествиями" ледников и последующим затоплением поверхности обитания после их таяний [7].

Рисунок 1. Разрыв ареала кедровой сосны (https://en.wikipedia.org/wiki/Pinus_cembra) с сохранением представителей вида в горных рефугиумах Альп, Татр и Карпат.

В настоящее время кедры в Беларуси распространены во всех регионах страны, как правило, отдельными очагами и фрагментами, причём встречаются также корейская кедровая сосна (*P. koraiensis*) и стланиковая (*P. pumila*). Правда, у нас в республике нет больших массивов кедровой сосны (кедрачей), поскольку за годы многочисленных войн прошлого столетия большая часть кедровых насаждений была уничтожена практически полностью и восстановлением посадок в Беларуси целенаправленно не занимались ввиду различных причин. А между тем, множество фактов наглядно демонстрирует успешный рост кедровых сосен в Беларуси [1, 3, 4], что является типичным и для многих северных регионов европейской части России [7]. В Минске кедровые деревья можно увидеть в Центральном ботаническом саду Национальной академии наук Беларуси, во многих местах центра города, где они были высажены в качестве декоративной породы. На территории республики плодоносящие кедровые сосны встречаются также в парках Витебщины, Могилёвщины, Гомельщины и Брестщины. Их средний возраст около 75 лет, но встречаются отдельные экземпляры и более 300 лет [1, 3, 8]. В настоящее время посадки кедровой сосны продолжаются. Так, в честь 70-летия освобождения Беларуси была заложена кедровая роща в урочище «Сочивки» под Барановичами, для создания которой использовано двести трехлетних саженцев сибирского кедра, привезенных из питомника Красноярского края [10]. Кроме того, в Беларуси практикуется размножение кедровой сосны среди энтузиастов-экологов и других любителей живой природы, однако массовое введение её в практику озеленения на территории РБ является, к сожалению, явно недостаточным. Одной из главных причин – нехватка посадочного материала этой ценной хвойной породы вследствие отсутствия госзаказа и консервативности системы питомниководства. Негласным оправданием этому, в частности, служит существующее заблуждение и предубеждение того, что сосна кедровая является для Беларуси интродуцентом и потому её размножение может таить некие потенциальные угрозы устоявшемуся экологическому равновесию. Хотя это шаблонный подход и ничем не подтвержденные опасения. Тем более, что с учётом археологических данных [2] введение кедровой сосны в Беларуси в культуру корректнее считать *репатриацией*, а не интродукцией.

Как показывает опыт, развитие кедровых сосен успешнее идёт на более плодородных глинистых и суглинистых почвах, которые благодаря своему механическому составу способны удерживать в запасе значительные запасы влаги. Относительно хорошо чувствует себя кедровая сосна также и на мелиорированных торфяно-болотных почвах [7-10]. Однако даже в благоприятных условиях кедровая сосна развивается медленно, особенно в первые годы жизни. Поэтому необходимо использовать дополнительные меры для стимуляции развития саженцев. Установлено, что приживаемость, темпы развития увеличиваются при проведении микоризации кедрят грибами соснового леса (маслёнок, боровик, рыжик и др.) [10]. Использование современных методов генетики и селекции должно обеспечить выведение культурных сортов кедровой сосны, которые будут обладать комплексной устойчивостью к болезням и неблагоприятным абиотическим факторам, ускоренным ростом, регулярным и обильным плодоношением. Это должно стать важной вехой на пути обеспечения дальнейшего роста продуктивности отечественной лесной отрасли.

Актуальность внедрения кедровых насаждений в промышленную культуру и искусственные биоценозы (озеленение населенных пунктов) связана не только с их высокой декоративностью, или стремлением получить живицу и деловую древесину высокого качества, но также и с растущим осознанием того, какие особые экологические задачи способны решить эти деревья в настоящее время и в перспективе.

Прогнозные ожидания при введении кедровой сосны (*P. cembra, P. sibirica)* в лесные посадки среднеширотной природной зоны Беларуси такие:

– повышение туристической и охотничьей привлекательности территорий с посадками кедровой сосны (в кедровых лесах поселяется соболь, больше белки, куницы и пернатой дичи);

– улучшение условий для рекреационных целей и оздоровления людей (особенно с лёгочными заболеваниями) за счет значительного увеличения поступления в окружающую среду фитонцидов, продуцируемых кедровыми насаждениями в 2-4 раза интенсивнее, чем обычными сосняками и ельниками;

– продукция кедрового ореха, являющегося ценным продуктом питания человека и кормовой базой для обитателей леса;

– широкое использование кедровых насаждений в образовательных целях, в деле воспитания у подрастающего поколения бережного отношения к природе.

Кроме того, хвоя кедровой сосны и масло кедровых орехов (богатое незаменимыми полиненасыщенными жирными кислотами, витаминами и белком), могут использоваться как источники ценного сырья для косметики, химической и фармацевтической индустрии.

Так как кедровые сосны являются мощными долгоживущими деревьями, массовое их введение в лесные посадки среднеширотной природной зоны Беларуси будет способствовать улучшению основных характеристик экосистем (в том числе за счёт стабилизации баланса почвенной влаги [водоохранной функции], усиления защиты от ветров, почвенной эрозии и других позитивных эффектов).

1. Федорук, А. Т. Интродуцированные деревья и кустарники западной части Белоруссии / А. Т. Федорук. – Мн.: Изд-во Белорусского гос. ун-та, 1972. – 192 с.

2. Jankovská, V. Late glacial finds of *Pinus cembra* L. in the Lubovnianská kotlina basin / V. Jankovská // Folia Geobot. – 1984. – Vol. 19, № 3. – P. 323–325.

3. Игнатенко, М. М. Сибирский кедр (биология, интродукция, культура) / М. М. Игнатенко. – М.: Наука, 1988. – 160 с. (Сибирский кедр на территории Белоруссии. – [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://lesvstep.com/index.php/sibirskij-kedr/1136-sibirskij-kedr-na-territorii-belorussii. – Дата доступа: 26.06.2021).

4. Neves, L. G. Whole-exome targeted sequencing of the uncharacterized pine genome / L. G. Neves, J. M. Davis, W. B. Barbazuk, M. Kirst // Plant J. – 2013. – Vol. 75, № 1. – P. 146–156.

5. Exome capture from the spruce and pine giga-genomes / H. Suren [et al.] // Mol. Ecol. Resour. – 2016. – Vol. 16, № 5. – P. 1136–1146.

6. Using transcriptome sequencing and pooled exome capture to study local adaptation in the giga-genome of *Pinus cembra* / Ch. Rellstab [et al.] // Mol. Ecol. Resour. – 2019. – Vol. 19, № 2. – P. 536–551.

7. Бех, И. А. Кедр – жемчужина Сибири / И. А. Бех, С. А. Кривец, Э. М. Бисирова. – Томск: Изд-во "Печатная мануфактура", 2009. – 50 с. (см. С. 15).

8. Бинда, Т. Кедр с белорусскими корнями / Т. Бинда // Белорусская лесная газета. – 2018. – № 14 (1192). – [Электронный ресурс]. – Мн., 05.04.2018. – Режим доступа: http://csl.bas-net.by/press-nan/2018/04/05_kedr.pdf. – Дата доступа: 26.06.2021.

9. Глебы // Беларуская Савецкая Энцыклапедыя: у 12 т. / гал. рэд. П. У. Броўка. – Т. 12: БССР. – Мн.: Беларуская Савецкая Энцыклапедыя, 1975. – С. 35–37.

10. Попов, Е. Г. Сибирский кедр: символ силы и долголетия / Е. Г. Попов, Е. Н. Олешук // Журн. "Родная прырода" (Мн.). – 2016. – № 1. – С. 21–24.

ЭКОСИСТЕМЫ ПРИРОДНЫХ ЗОН БЕЛАРУСИ И ЧЕЛОВЕЧЕСКИЙ ФАКТОР

Панченко Ж.В., Киреева С.А.
Эколого-просветительское волонтерское движение «Украсим Родину садами» (г. Минск, р. Беларусь), ms.rosj@mail.ru

Известно, что часть территории Беларуси относится к зоне таёжной экосистемы, основными породами которой наряду с елью и пихтой, является кедр (кедровая сосна о которой в ходе тщательных генетических исследований установлено полное генетическое сходство кедровых сосен Европейской и Сибирской популяций (Pinus cembra & Pinus cembra ssp. sibirica), а морфо-физиологические отличия между ними обусловлены эпигенетическими и климатическими эффектами в разных областях их ареала.)

Сегодня мы практически утратили эту экосистему по ряду причин. Одной из них явилось невежество в отношении данного дерева. из-за чего систематически вырубали кедровые деревья наряду с обыкновенной сосной, иногда с формулировкой "отстающие в росте сосны", а то и вовсе как чужеродный и даже как инвазивный вид, что особенно странно было слышать от некоторых экологов. В итоге, если в 2017 г. в Кадастре растительного мира Беларуси числилось 97,5 га кедровых насаждений, то к 2021 г., по информации Министерства природных ресурсов Республики Беларусь, осталось всего 3 га молодых (возраст до 25 лет) кедров и 1 га – не старше 50 лет. Также в новом Кадастре вместо формулировки "кедровая" стала "сосна сибирская". В этой связи выражаем надежду, что в процессе интеграции и строительства Союзного государства Беларуси и России кедру будет законодательно возвращён его высокий статус и имя автохтонного, то есть исконно-коренного для Беларуси вида. Об этом свидетельствуют и археологические данные (находки стволов и пыльцы кедровых сосен) и вновь открытые исторические документы. Например, стало известно, что всего 200 лет назад на территории Беларуси и у её соседей водились соболя, которые в отсутствии кедрового ореха не размножаются. Однако, ряд инстанций Беларуси отказываются признавать эти факты, что затрудняет как сохранение оставшихся кедровых сосен так и широкомасштабную их репатриацию, чтобы это дерево смогло бы вновь стать лесообразующим видом. Сегодня учёные Беларуси научились микроклонально размножать кедр, а простые люди на своих участках- выращивать из кедровых орехов.

Вслед за кедрами Беларусь теряет ель и дуб, усыхание которых началось с южных областей. Практически исчез ясень. Мелиорированный юг республики без болот оказался "на песке". С ослаблением деревьев вследствие засух и последующего поражения короедом Полесье столкнулась с пыльными бурями и опустыниванием осушенных земель (тех, где раньше 15 соток кормили семью из 6 человек). Однако, Чернобыльская зона убедительно показывает, что природа способна быстро восстанавливаться. В покинутых людьми деревнях замечены даже чёрные аисты, которые считаются лесным видом птиц.

Северные области Беларуси всегда считались зоной рискованного земледелия и риски внезапных перепадов температур остаются несмотря на объявленное потепление климата. Население продолжает выращивать те же культуры, что и раньше и в те же сроки, так как ни морозные зимы (ниже –25°С в 2021 г.), ни заморозки никуда не исчезли. Ещё не закончилось лето, а в г.п. Езерище на севере Беларуси установлен температурный антирекорд: температура ночью опустилась до +1°С.

Объективно это выглядит как смещение летнего периода на конец весны, соответственно осень приходит уже в августе. При этом выводы мониторинга будут выглядеть по-другому. Из наблюдений за 30-летний период на конкретном земельном участке в Витебской области, можно сделать вывод о том, что проблемы наступили не от потепления климата, а сразу после того как был вырублен соседний лес: пруд для полива стал пересыхать, а в колодцах упал уровень воды, в результате чего теперь зона рискованного земледелия, стала еще рискованнее. Экосистемы продолжают жить в своих ритмах, а не по нашему календарю, принимая новые

возможности для своего расцвета от постепенных изменений вследствие прецессии земной оси (данный цикл наши предки называли "Сварожий Круг", согласно которым

сейчас наступил рассвет и далее – "День Сварога", который принесёт возможность экосистемам продвинутся в северные широты.)

Будет ли при этом расцвете присутствовать человек со своими научно-техническими достижениями? Сегодня в отсутствии тех лесов, которые имели деревья в полный рост, сильные ветра ломают деревья в лесах, посаженных после вырубки, как спички, что ещё раз убеждает в том, что такие посадки лесом не являются. Лес – самодостаточный природный комплекс, понимание которого во многом современным обществом утрачено. Утрачено так же и представление о планетарном значении леса, как необходимой и достаточной среде обитания человека. Лес регулирует и минимизирует все природные аномалии. В обществе же у многих сложилось мнение о лесах, как бесплатном источнике доходов и объекте, созданном лишь для бесконечного потребления.

Сегодня все леса, высаженные в Беларуси после Великой Отечественной войны, входят в возраст зрелой древесины и, если не будет понимания их значимости в регулировании климата, то они будут "утилизированы" деревообрабатывающей промышленностью, что может привести к ещё большему ухудшению среды обитания человека.

Непредсказуемые резкие перепады температур, давления, влажности, нерегулируемые осадки и их отсутствие невозможно скорректировать, используя технические достижения. При исключении экологического подхода технократический путь чреват непоправимыми ошибками. Следует сделать правильный альтернативный выбор, который был предложен человеку изначально. Так, поскольку самодостаточная экосистема сформирована на Земле "до появления человека" к ней и необходимо вернуться и поддерживать её, чтобы человек мог сохранить свою жизнь и дать возможность жить последующим поколениям.

НЕТТО-ОБМЕН CO_2 У ДОМИНАНТОВ МОХОВО-ЛИШАЙНИКОВОГО ПОКРОВА ТАЕЖНЫХ ЛЕСОВ СРЕДНЕЙ СИБИРИ

Полосухина Д.А.[1,2], Прокушкин А.С.[1,2], Махныкина А.В.[1,2]
[1]Сибирский федеральный университет, Институт экологии и географии (г. Красноярск), dana_polo@mail.ru
[2]Институт леса им. В.Н. Сукачева СО РАН (г. Красноярск), prokushkin@ksc.krasn

В экосистемах бореальных лесов мхи и лишайники выступают доминантами в живом напочвенном покрове и могут обеспечивать до 50 % валового обмена CO_2 [1]. В отличии от сосудистых растений, у пойкилогидритов нет контроля над потерей воды, что позволяет им быстро набирать и терять воду [2]. При переувлажнении практически нормальный обмен веществ возвращается в течение нескольких минут или часов. Адаптация к потерям влаги и способность к быстрой регидратации происходит благодаря отсутствию устьиц и кутикулы у многих видов, что в свою очередь определяет свободный обмен растворами и газами через клеточные стенки [3]. Капиллярное пространство, связанное с талломами, часто является значительным резервуаром воды вне фотосинтезирующих клеток, что обуславливает относительно свободный газообмен, и вероятно, необходимо для функционирования большинства бриофитов и лишайников [4].

В работе представлен анализ интенсивности фотосинтетической деятельности доминантных видов мхов и лишайников при изменении их влагосодержания в ходе полевых экспериментов.

Исследования выполнялись на Средне-Енисейском стационаре Института леса им. В.Н. Сукачева СО РАН (международная обсерватория ZOTTO, 60° с.ш., 89° в.д.). Объектами исследования были доминанты мохово-лишайникового яруса: *Cladonia stellaris* O., *Cladonia rangiferina* L., *Cetraria islandica*, *Pleurozium schreberi* W. ex B., *Hylocomium splendens* H., *Aulacomnium palustre* H. Измерения обменных потоков CO_2 производилось ИК газоанализатором (Li-cor 8100A, США) с использованием световой камеры (Li-Cor 8100-104C, США). Эксперименты проводились в середине вегетационного сезона 2020 г. Нетто-газообмен CO_2 определялся при полевой влажности (исходной), 100% от полевой влагоемкости и далее последовательно при достижении ими 75, 50, 25, 5 %. По окончанию экспериментов исследуемые образцы высушивались до абсолютно сухой массы при 105 ^oC для дальнейшего пересчета величин нетто-газообмена CO_2.

Согласно полученным данным в середине вегетационного сезона нетто-газообмен CO_2 у лишайников, как правило, отрицательный, что свидетельствует о преимущественном поглощении его из атмосферы (рис. 1а). Мхи, наоборот, характеризовались значительным выделением CO_2, (рис. 1б). При увеличении влагоемкости талломов мхов и лишайников наблюдался рост выделения CO_2. Так, при увлажнении до 100% влагоемкости у мхов эмиссионный поток CO_2 достигал 0.272±0.040 мкмоль/г/с, а лишайников – 0.072±0.003 мкмоль/г/с. При наблюдаемых в полевых условиях значениях влажности талломов (30-50%) чистый газообмен лишайника *C. stellaris* варьировал от -0.1 до 0.01 мкмоль/г/с, мха *P. schreberi* – от -0.01 до 0.22 мкмоль/г/с. При этом поглощение CO_2 при прямых измерениях фотосинтеза, проведенных в 2018 году, составило 0.204±0.020 мкмоль/г/с у *C. stellaris*, а у мха *P. schreberi* 0.323±0.025 мкмоль/г/с [5]. Для выяснения причин значительных эмиссионных потоков CO_2 у исследованных видов мхов и лишайников при использовании световой камеры изучение нетто-газообмена CO_2 мхов и лишайников будет продолжено.

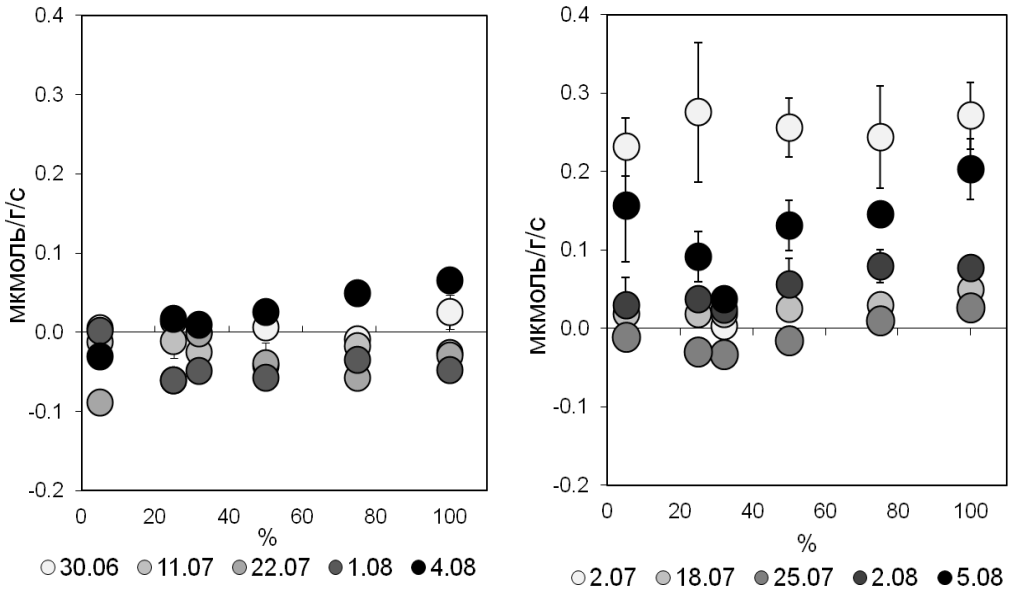


Рисунок 1. Нетто-газообмен CO_2 в зависимости от величины полной влагоемкости таллома основных доминантов мохово-лишайникового покрова в отдельные дни сезона вегетации: левый подрисунок – Cladonia stellaris, правый подрисунок – Pleurozium schreberi.

Благодарности:

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №18-05-60203, РФФИ, Правительства Красноярского края и Красноярского краевого фонда науки в рамках научного проекта № 20-44-243003, а так же при поддержке Красноярского краевого фонда поддержки научной и научно-технической деятельности для участия в XIV Сибирском совещании и школе молодых ученых по климато-экологическому мониторингу (№ 2021042107605). Авторы признательны за помощь в организации полевых исследований сотрудникам лаборатории биогеохимических циклов лесных экосистем Института леса им. В.Н. Сукачева СО РАН.

1. Goulden, M. L., Crill P. M. Automated measurements of CO_2 exchange at the moss surface of a black spruce forest// Tree Physiology. 1997. V.17 (8). P. 537–542.

2. Michael C. F. Proctor, Zoltán Tuba Poikilohydry and homoihydry: antithesis or spectrum of possibilities? New Phytologist (2002) 156 : 327–349

3.Шпак О.В., Шмакова Н.Ю., Лукьянова Л.М. CO_2 -газообмен некоторых видов мхов в Хибинах // Ботанический журнал. 2009. Т. 94, № 6. С. 866-876.

4. Michael C. F. Proctor The bryophyte paradox: tolerance of desiccation, evasion of drought Plant Ecology 151: 41–49, 2000.

5. Polosukhina D. A., Masyagina O.V., Prokushkin A.S. Carbon photoassimilation by dominant species of mosses and lichens in pine forests of Central Siberia//IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science. 2020. V.611 doi:10.1088/1755-1315/611/1/012031.

ПЕРСПЕКТИВЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ДОЛГОВРЕМЕННОЙ ДИНАМИКИ ПАЛЕОПОЖАРОВ МЕТОДАМИ МИКРО- И МАКРОУГОЛЬКОВОГО АНАЛИЗОВ

Пупышева М.А., Бляхарчук Т.А.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
455207@mail.ru, blyakharchuk@mail.ru

Пожары являются ключевым экологическим процессом, влияющим на формирование, распределение и эволюцию природных экосистем [1, 2]. На протяжении многих тысячелетий пожары сопровождают лесные экосистемы и наряду с климатом, рельефом и почвой влияют на лесообразовательный процесс [3], поэтому их изучение является важным для понимания взаимосвязей между динамикой растительности, изменениями климата и антропогенным воздействием.

В начале нового столетия увеличилось количество лесных пожаров по всему миру. Основной природной причиной возникновения лесных пожаров являются молнии, но в некоторых случаях человек становится определяющим фактором возникновения современных пожаров [4]. В связи с тем, что исследователи прогнозируют дальнейшее увеличение частоты, интенсивности и пространственного масштаба пожаров на региональном и глобальном уровнях, возрастает потребность в дальнейшем понимании и анализе современных и прошлых режимов пожаров [5].

Именно палеоэкологические методы дают возможность изучить долгосрочные изменения пожарной активности, климатических показателей, смены растительности, а также антропогенного воздействия, что позволит выявить возможную взаимосвязь между ними. Одним из первых методов обнаружения следов пожаров считается дендрохронологический анализ [6]. Метод позволяет с точностью до года провести датировку лесных пожаров на поперечном спиле деревьев по пирогенным повреждениям. Выявляя имеющиеся огневые «шрамы», можно точно реконструировать хронологию пожаров [6, 7]. Этот метод обеспечивает пространственные реконструкции прошлой пожарной активности, но он ограничен возрастом живых деревьев (300-500 лет) [8], что осложняет реконструкцию пожаров в долговременном масштабе [6].

Следы пожарной активности, а именно прослойки частиц углей, можно обнаружить и в почвенном профиле. Древесный уголь считают устойчивым к разложению материалом, но его потери в почвах могут происходить при повторных пожарах, химическом или биологическом окислении, физической фрагментации и их переносе [9], что может привезти к затруднению в интерпретации динамики пожарной активности.

Наиболее эффективными методами для исследования долговременной динамики пожарных событий голоцена являются микро- и макроугольковый анализы озерно-болотных отложений, в которых частицы угольков сохраняются лучше всего. Эти методы позволяют выявлять время, периодичность и интенсивность локальных пожаров в долговременном масштабе на основе подсчета угольков в озерных или болотных отложениях [6].

Твердый древесный уголь образуется при неполном сгорании органического вещества, являясь прямым доказательством пожаров. После пожаров частицы угольков рассеиваются воздушными и водными потоками и осаждаются в озерных или торфяных отложениях, которые сохраняют информацию в виде ископаемого древесного угля на протяжении тысячелетий. Эти частицы угольков могут быть выделены специальными методами из ископаемых озёрных и торфяных отложений (макроугольковый анализ) или подсчитаны при проведении спорово-пыльцевого анализа этих объектов (обнаружение частиц микроугольков при просмотре пыльцы) [10].

Микроскопические частицы древесного угля (<100 мкм) могут разноситься ветром на большие расстояния от места осаждения (20-100 и более км), отражая историю пожаров в

региональном масштабе [11]. Такие микрочастицы угля можно обнаружить в спорово-пыльцевых спектрах для дополнения реконструкций палеоусловий, оценивая изменения в окружающей растительности как возможное следствие пожаров. Анализ микроугольков параллельно с палинологическим анализом позволяет выявлять возможную связь и закономерности между пожарными событиями и сукцессионными сменами растительности, поскольку пожары являются одним из ведущих факторов, влияющих на формирование и эволюцию экосистем. Методика обработки образцов методом микроуголькового анализа подробно описана в литературе [11, 12].

Для выявления локальных пирогенных событий применяется макроугольковый анализ образцов. Макрочастицы угля являются крупными и более тяжелыми (>100 мкм) по сравнению с микрочастицами [11]. Они не могут переноситься на большие расстояния и осаждаются локально (от нескольких метров до 20 км от места пожара) [13]. Аккумуляция частиц обычно происходит в небольших озерах или болотах, где они захораниваются под слоем вновь нарастающих осадков. Для анализа макрочастиц угля отбирают керн озерных или болотных отложений, из которого отбираются образцы объёмом 1-2 см^3 с интервалом в 1-3 см. После химической обработки образцов (методика обработки представлена в литературе) [6], частицы древесного угля каждого образца подсчитываются в камере Богорова под бинокулярным микроскопом при 45-кратном увеличении.

Для статистической обработки данных микро- и макроуголькового анализов разработаны программы, позволяющие проводить математические расчеты и анализ пожарных событий. Одной из таких программ является CharAnalysis [14], адаптированная для среды программирования R. С помощью этой программы можно рассчитать скорость аккумуляции частиц угольков, фоновое и пороговое значение концентрации угля в отложениях, а также определить на каком расстоянии от источника происходили пожары [14].

Для выявления времени пожаров применяется радиоуглеродное датирование озерно-болотных образцов. С помощью пакета программ (Tilia 2.0.41. [15], Bacon 3.4.3. [16] и R [17]) проводится синтез и анализ полученных результатов, их интерпретация, что позволяет выявить время, периодичность и интенсивность пожаров в голоцене, а также их связь с динамикой растительности и изменениями климата.

Уже имеется значительный объем научных работ, посвященных вопросам реконструкции и динамики пожаров в голоцене на территории России и за рубежом, основными методами исследования которых являются микро- и макроугольковый анализы [18, 19, 20]. В работах прослеживается общая тенденция по выявлению закономерностей между пожарами и их влиянием на формирование и развитие растительных сообществ [19].

Неоднократно рассматривался вопрос взаимосвязи между климатическими изменениями и частотой пожаров в различных пространственно-временных масштабах. Авторы связывают колебания температуры и осадков с повышением или понижением пожарной активности [21]. Эти вопросы достаточно хорошо изучены, но, тем не менее, в последние годы возникают пожары в таких регионах, для которых они исторически не свойственны, например, северная часть Гренландии, Аляска, Северная Скандинавия и др. [22] Лесные пожары демонстрируют локальную и региональную изменчивость из-за различных факторов, контролирующих их возникновение и интенсивность. Древесный уголь, сохранившийся в слоях озерных или торфяных отложений, может дать представления о таких изменениях.

Все данные макроуголькового анализа, включая информацию об интенсивности и частоте палеопожаров, хранятся в Глобальной базе данных палеопожаров (GPD) [23]. С помощью этой базы данных можно проследить пространственно-временные изменения пожаров прошлого на глобальном и региональном уровнях. В России на данный момент имеются данные по палеопожарам только на 40 локальных участках, большая часть которых расположена в европейской части России. Для выявления глобальных и региональных закономерностей долгосрочной динамики пожаров необходимо большее количество данных, поэтому база данных активно пополняется новыми результатами. Все больше научных учреждений и организаций подключаются к этому проекту, исследуя пожарные события

прошлого с помощью различных методов исследования, в том числе используя микро- и макроугольковый анализы.

Анализ частиц микро- и макроугольков активно применяется для различных научных сфер исследований: в палеогеографии, геологии, археологии, ботанике и т.д. На данном этапе это одни из самых достоверных и эффективных методов изучения динамики палеопожаров, в дополнение к свидетельствам письменных источников и археологическим артефактам. Используя результаты уголькового анализа озерных, торфяных или почвенных отложений, подкрепленные палинологическими и другими палеогеографическими исследованиями, можно реконструировать условия прошлого для понимания закономерностей, масштабов и движущих сил пожаров, а на основе полученных данных прогнозировать возможные пожароопасные периоды.

Работа выполнена при поддержке государственной бюджетной темы ИМКЭС СО РАН № No. 121031300226-5.

1. Iglesias, V. Reconstruction of fire regimes through integrated Paleoecological proxy data and ecological modeling / V. Iglesias, G. I. Yospin, C. Whitlock // Frontiers in Plant Science. – 2015. – Vol. 5. – No JAN. – P. 1-12.

2. Bowman D.M.J.S., Balch J.K., et al. Fire in the Earth system: Science. – 2009. – Vol. 324. – P. 481-484.

3. Цветков, П. А. Пирогенные свойства древесных пород / П. А. Цветков // Лесоведение. – 2011. – № 2. – С. 25-31

4. Брушлинский, Н. Н. Проблема пожаров в мире в начале XXI столетия / Н. Н. Брушлинский, П. Вагнер, С. В. Соколов // Пожаровзрывобезопасность. – 2003. – Т. 12. – № 1. – С. 7-14.

5. Mooney S., Tinner W. The analysis of charcoal in peat and organic sediments // Mires Peat. – 2011. – Vol. 7. – P. 1–18.

6. Whitlock C., Bartlein P. J. Holocene fire activity as a record of past environmental change // Developments in Quaternary Sci. – 2003. – Vol.1. – P. 479–490.

7. Николаев А.Н. Дендрохронологические исследования послепожарной реакции древесных пород в Центральной Якутии / А. Н. Николаев // Известия Самарского научного центра Российской академии наук. – 2010. – Т. 12. – № 1-3. – С. 888-891.

8. Громцев А. Н. Ландшафтные закономерности структуры и динамики среднетаежных сосновых лесов Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1993. 156 с.

9. Шахматова Е.Ю. Погребенные гумусовые горизонты пирогенно-трансформированных почв сосновых лесов Западного Забайкалья / Е. Ю. Шахматова, А. П. Чевычелов, Д. П. Сымпилова, Б. М. Н. Гончиков // География и природные ресурсы. – 2017. – № 2. – С. 81-87.

10. Pyne, S.J., Andrews, P.L., Laven, B.D. Introduction to Wildland Fire, Second ed John Wiley and Sons, Inc., New York, 1996.

11. Tinner, W., Conedera, M., Ammann, B., Gaggeler, H.W., Gedye, S., Jones, R., Sagesser, B. Pollen and charcoal in lake sediments compared with historically documented forest fires in southern Switzerland since AD 1920 // The Holocene. – 1998. – Vol. 8 (1). – P. 31–42.

12. Patterson, W.A., K.J. Edwards, and D.J. Maguire, Microscopic charcoal as a fossil indicator of fire // Quat. Sci. Rev. – 1987. – Vol. 6. – P. 3-23.

13. Conedera M., Tinner W., Neff C., Meurer M., Dickens A. F., Krebs P. Reconstructing past fire regimes: Methods, applications, and relevance to fire management and conservation // Quaternary Sci. Reviews. – 2009. – Vol. 28. – N 5-6. – P. 555–576.

14. Higuera P. CharAnalysis 0.9: Diagnostic and analytical tools for sediment-charcoal analysis. Bozeman: MT, Montana State University, 2009. 27 p.

15. Grimm E.C. TGView Version 2.0.2. Springfield: Illinois State Museum research and Collections Center, 2004.

16. Blaauw M., Christen J.A. Flexible paleoclimate age-depth models using an 601 autoregressive gamma process // Bayesian Analysis. – 2011. – V. 6. – P. 457–474.

17. R Core Team. 2017: R: A language and environment for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna. Available at: http://www.R-project.org/

18. Куприянов Д. А. Реконструкция динамики лесных пожаров Центральной Мещеры в голоцене (по данным палеоантракологического анализа) / Д. А. Куприянов, Е. Ю. Новенко // Сибирский экологический журнал. – 2019. – Т. 26. – № 3. – С. 253-263. – DOI 10.15372/SEJ20190302

19. Walsh, M. K., Lukens, M. L., McCutcheon, P. T., & Burtchard, G. C. Fire-climatehuman interactions during the postglacial period at sunrise ridge, mount rainier national Park, Washington (USA) // Quaternary Science Reviews. – 2017. – Vol. 177. – P. 246–264.

20. Amon L. Postglacial flooding and vegetation history on the Ob River terrace, central Western Siberia based on the palaeoecological record from Lake Svetlenkoye / L. Amon, A. Blaus, T. Alliksaar [et al.] // The Holocene. – 2020. – Vol. 30. – No 5. – P. 618-631. – DOI 10.1177/0959683619895582.

21. Martin, C.M., Prentice, I.C., Harrison, S.P. Climate versus carbon dioxide controls on biomass burning: a model analysis of the glacial–interglacial contrast // Biogeosciences. – 2014. – Vol. 11. – P. 6017–6027.

22. Harrison, S. P. et al.: The Reading Palaeofire database: an expanded global resource to document changes in fire regimes from sedimentary charcoal records, Earth Syst. Sci. Data Discuss. [preprint], https://doi.org/10.5194/essd-2021-272, in review, 2021.

23. Global Modern Charcoal Dataset (GMCD): A tool for exploring proxy-fire linkages and spatial patterns of biomass burning / D. Hawthorne, C. J. Courtney Mustaphi, R. Marchant [et al.] // Quaternary International. – 2018. – Vol. 488. – P. 3-17.

ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ПОПУЛЯЦИЙ *CYPRIPEDIUM MACRANTHOS* SW. ПОСЛЕ НИЗОВЫХ ПОЖАРОВ НА ТЕРРИТОРИИ ЗАПОВЕДНИКА «ТУНГУССКИЙ» (ЮЖНАЯ ЭВЕНКИЯ)

Райская Ю.Г., Тимошок Е.Н.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
raiskaya.julia@mail.ru, ten80@mail.ru

Одним из последствий современного потепления климата, является рост числа и площадей и интенсивности лесных пожаров, обусловленный ростом летних температур и увеличением продолжительности лета (Forests ablaze, 2017). Лесные пожары причиняют значительный ущерб растительности и животному населению, включая редкие и исчезающие виды.

Cypripedium macranthos Sw. – многолетнее короткокорневищное травянистое растение семейства Orchidaceae. Ареал этого вида евроазиатский, однако, он повсеместно редок. *C. macranthos* включен в Красные книги Российской Федерации (2008), Красноярского края (2012) и Красные книги 34 регионов РФ. Статус вида - редкий для территории РФ и редкий и уязвимый для Красноярского края.

Наши исследования *Cypripedium macranthos* проводились на территории государственного природного заповедника «Тунгусский». Для данной территории характерен резко континентальный климат с длинной холодной зимой и коротким жарким летом с периодом засухи. Среднегодовая температура воздуха на территории заповедника составляет –5,9 °С. В течение года выпадает в среднем 422 мм осадков, из них 40 % приходится на летние месяцы. Наименьшее количество осадков выпадает в феврале и марте. Вегетационный период длится 110–120 дней (Васильев и др., 2003; Сопин, 2008).

Заповедник Тунгусский находится на северной границе ареала *Cypripedium macranthos* (Тимошок и др., 2016), поэтому его популяции здесь особенно уязвимы и чувствительны к климатическим факторам, включая климатически-обусловленные нарушения, такие как пожары. В силу этого изучение влияния на этот вид таких нарушений как низовые лесные пожары, происходящие все чаще и чаще (так, в заповеднике "Тунгусский" пожары с 2010 г. происходят ежегодно) представляет особую важность и необходимы для оценки рисков, которые несут этому виду современные климатические изменения.

В качестве объекта мониторинга нами были выбраны 4 модельных ценопопуляции (ЦП) *Cypripedium macranthos* расположенных на ключевом участке «Кордон Малина» в разреженных лиственнично-сосновых и сосновых лесах с разнотравно-кустарничково-зеленомошным и разнотравно-кустарничково-зеленомошно-лишайниковом напочвенным покровом (сомкнутость крон 0,1-0,2). Учет численности популяций и числа особей в различных онтогенетических состояниях проводился методом перекрестных трансектов 1×10м^2. При выявлении онтогенетической структуры ценопопуляций *C. macranthos* в качестве счетной единицы принимался парциальный побег (партикула). Онтогенетические состояния определялись по методу Быченко (2004), с применением авторского подхода к определению ювенильных и имматурных особей этого вида (Райская, 2019).

Мониторинг ценопопуляций *Cypripedium macranthos* проводился с 2006 по 2019 гг.. За время мониторинга территории, на которых находятся эти ценопопуляции, дважды, в 2014 и 2015 гг., подергались воздействию низовых пожаров, что позволило авторам оценить влияние низовых пожаров на численность и онтогенетический спектр модельных ценопопуляций.

Таблица 1. Онтогенетические спектры и численность популяций Cypripedium macranthos до и после низовых лесных пожаров 2014-2015 гг.

	Онтогенетическое состояние						Количество особей в ЦП
	j	im	v	g1	g2	g3	
ЦП №1							
До пожара	5%	19%	48%	16%	11%	1%	204
После пожара	1%	28%	48%	21%	2%	0%	61
ЦП №2							
До пожара	11%	21%	32%	19%	14%	3%	335
После пожара	5%	31%	27%	27%	10%	0%	118
ЦП №3							
До пожара	3%	5%	22%	37%	33%	0%	15
После пожара	0%	0%	28%	50%	22%	0%	7
ЦП №4							
До пожара	9%	9%	59%	23%	1%	0%	16
После пожара	0%	25%	67%	8%	0%	0%	6

Анализ данных показал, что во всех исследованных ценопопуляциях низовой пожар вызвал значительное снижение количества парциальных побегов на 50–70%, в среднем - на 63%, однако достаточное для сохранения популяции число особей сохранилось (Таблица 1). Во всех ценопопуляциях отмечено значительное изменение онтогенетических спектров и снижение доли ювенильных особей (j), однако в онтогеенетических спектрах трех ценопопуляциях из четырех отмечен рост доли имматурных (im). Доля вегетативных особей осталась неизменной в ЦП №1, сократилась в ЦП №2 и увеличилась в ЦП №3 и 4, при этом существенно (почти в 1,5 раза) возросла доля молодых генеративных особей (g1) в ЦП №1, 2 и 3. Доля зрелых (g2) и старых (g3) генеративных особей сократилась во всех популяциях.

С учетом того, что особи *Cypripedium macranthos* для достижения ювенильной стадии требуется 4 года (Вахрамеева, 2014), сохранение или рост числа имматурных особей не могло произойти за счет появления и взросления ювенильных особей. Таким образом различия в онтогенетических спектрах до и после пожара с наибольшей вероятностью были вызваны различиями в устойчивости к воздействию пожара растений в разных онтогенетических состояниях.

Таблица 2. Доли особей Cypripedium macranthos каждого онтогенетического состояния переживших пожар.

	Онтогенетическое состояние						Средняя доля выживших особей для ценопопуляции в целом
	j	im	v	g1	g2	g3	
ЦП №1	4,5%	44,7%	45,4%	37,8%	4,6%	0%	29,9%
ЦП №2	16,6%	51,0%	68,1%	54,1%	18,6%	0%	35,2%
ЦП №3	0%	0%	65,8%	90%	6,5%	0%	46,7%
ЦП №4	0%	49%	62,5%	17,8%	0%	0%	37,5%
Средняя	5,2%	36,2%	60,4%	50,0%	7%	0%	37,3%

Для проверки этой гипотезы мы рассчитали выживаемость особей с разным онтогенетическим состоянием в каждой ценопопуляции как долю особей переживших пожар (Таблица 2). Результаты анализа свидетельствуют о том, что особи в разных онтогенетических состояниях имеют различную вероятность выживания при пожаре, так, в среднем после двух пожаров выжило только 5,2% ювенильных особей (j) и 7% зрелых генеративных (g2) особей. В то же время выживаемость вегетативных (v) и молодых генеративных особей была значительно выше: пожар пережили 60,4% вегетативных и 50% молодых генеративных

особей. Различия в доле выживших особей объясняют значительное изменение онтогенетических спектров и увеличение в них роли молодых генеративных особей при сохранении высокой доли вегетативных особей, а также гибели особей в других онтогенетических состояниях.

Причиной подобных особенностей выживаемости, по-видимому, являются различия устойчивости растений с разным онтогенетическим состоянием к нарушениям связанным с низовыми пожарами, таким как перегрев растения, включая его подземную часть и ожоги надземной части. По-видимому, вегетативные и молодые генеративные особи более устойчивы к подобным воздействиям, и, хотя установление биологических механизмов этой устойчивости является темой для отдельного исследования, мы полагаем, что выживаемость в серьезной степени зависит от состояния корневища. При этом зрелые и старые генеративные, а также ювенильные особи являются в наибольшей степени уязвимыми к подобным нарушениям. Высокая выживаемость вегетативных и молодых генеративных особей, по видимому, является результатом наличия у этого вида адаптации к низовым пожарам и сходным с ними нарушениям. При этом необходимо отметить, что сохранение значительной доли особей в молодом генеративном онтогенетическом состоянии обеспечивает эффективное сохранение и восстановление популяции после пожара.

Таким образом, несмотря на то, что во всех исследованных популяциях наблюдалась гибель от 53 до 71% особей, выживание более чем половины вегетативных и молодых генеративных парциальных побегов после двух низовых пожаров произошедших 2014 и 2015 гг.., позволяет предполагать, что *Cypripedium macranthos* обладает хорошей устойчивостью к низовым пожарам на популяционном уровне и его ценопопуляции способны достаточно эффективно восстанавливаться после пожаров за счет сохранения молодых генеративных особей.

1. Быченко Т.М. Онтогенез башмачка крупноцветкового (*Cypripedium macranthon*) // Онтогенетический атлас лекарственных растений. Йошкар-Ола: МарГУ, 2004. Т. 4. С. 95–100.

2. Васильев Н.В., Львов Ю.А., Плеханов Г.Ф. и др. Государственный природный заповедник «Тунгусский» (очерк основных данных). Тунгусский заповедник. Биоценозы северной тайги и влияние на них экстремальных природных факторов // Труды ГПЗ «Тунгусский». Томск: Изд-во Том. ун-та, 2003. Вып. 1. С. 33–89.

3. Вахрамеева М.В., Варлыгина Т.И., Татаренко И.В. Орхидные России (биология, экология и охрана). Москва: Товарищество научных изданий, КМК, 2014. 437 с.

4. Красная книга Красноярского края. В 2 т. Т. 2.: Редкие и находящиеся под угрозой исчезновения виды дикорастущих растений и грибов. 2-е изд., перераб. и доп. Красноярск: Сиб. фед. ун-т, 2012. 597 с.

5. Красная Книга Российской Федерации. Растения и грибы. М.: Тов-во науч. изд. КМК, 2008. 855 с.

6. Райская Ю.Г., Тимошок Е.Н. Морфологические особенности видов рода *Cypripedium* на ранних стадиях онтогенеза в условиях Южной Эвенкии // Человек и природа – взаимодействие на особо охраняемых природных территориях Всероссийская научно-практическая конференция, Междуреченск. 12-13 сентября 2019 С.23–28.

7. Сопин В.Ю. К метеорологической характеристике территории заповедника «Тунгусский» // Труды ГПЗ «Тунгусский». Томск: Изд-во НТЛ, 2008. Вып. 2. Томск. С. 7–18.

8. Тимошок Е.Е., Райская Ю.Г., Скороходов С.Н., Сопин В.Ю. Редкие и исчезающие виды орхидных в лесных сообществах государственного природного заповедника «Тунгусский» (Южная Эвенкия) // Сибирский лесной журнал, 2016. №1. С. 13–26.

9. Forests ablaze: causes and effects of global forest fires. WWF:Berlin. 2017. 105 p.

ДАТИРОВАНИЕ НАЛЕДЕЙ И ПАВОДКОВ НА ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ДОЛИНЫ Р. АКТРУ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Савчук Д.А., Николаева С.А., Кузнецов А.С.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
savchuk@imces.ru

На флювиогляциальных отложениях долины р. Актру (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай) наблюдались эпизодические гляцио-гидрологические (паводки) и криогенные (наледи) события [см., например, 3–4, 6]. Их регулярная фиксация в прошлом отсутствовала. Более эффективными методами их выявления и датирования являются косвенные дендроиндикационные. В основе дендроиндикации лежит использование маркеров этих событий, связанных с изменением размера и анатомической структуры годичных колец деревьев, и точная привязка этих маркеров к конкретному году с разрешением в год или сезон [см. обзор 9]. Цель работы – провести выявление и датирование паводков и наледей в долине р. Актру за последние 120 лет.

Долина р. Актру расположена на северном макросклоне Северо-Чуйского хребта (Горный Алтай). В пределах горно-ледникового бассейна она представляет собой относительно ровную зандровую поверхность протяженностью 5 км, по которой протекающая река формирует многорукавную пойму в средней и нижней частях зандра.

Питание реки – ледниковое, вклад дождей незначителен. Хотя продолжительные дожди ливневого характера могут вызвать дождевые паводки [1, 3]. Климат долины, по данным ГМС Актру (50°04' с.ш., 87°45' в.д., 2150 м.) на флювиогляциальных отложениях, характеризуется низкими среднегодовыми (–4,7°С) и летними среднемесячными (7,6–9,5°С в июне–августе) температурами воздуха и умеренным (539 мм в год, 65,8–88,7 мм соответственно) количеством осадков.

Зандр перекрыт толщей песчано-галичниковых отложений с включениями валунов. На верхнем участке зандра русло представляет собой мощный поток. На периодически затопляемых берегах создаются условия для развития лесной растительности. При выходе к центральному участку река начинает меандрировать и разбиваться на несколько крупных рукавов. В центральной части поперечный профиль долины имеет вид выпуклой кривой с уменьшением высоты от центра к склонам долины. Такой вид профиля обусловлен наследованием топографической поверхности основной морены древнего ледника и участком разгрузки руслового потока от влекомого и переносимого водой материала. Здесь русло бифуркирует, образовавшиеся два основных потока прижимаются к периферийным участкам поймы, а в центре образуется множество мелких потоков, функционирующих только при высоких уровнях воды в реке (июль-август). На незатопляемых участках в центральной части зандра создаются условия для почвообразования и колонизации растительностью, а также развития микроландшафтов и формирования своеобразных экосистем ледниковых рек [1, 12].

На этих отложениях из деревьев произрастают в основном лиственница сибирская, реже кедр сибирский, единично отмечена ель сибирская. Они образуют лесные сообщества, встречаются группами и единично.

В верхней части зандра недалеко от морен ледника Малый Актру заложена трансекта (Тр–Ф), представляющая собой цепочку протянувшихся узкой полосой по левому берегу трех участков с одиночными молодыми деревьями лиственниц, их группами и небольшим массивом сомкнутого молодого леса (возраст деревьев 30–80 лет). Ниже по течению на том же берегу, в начале выровненного галечникового участка зандра, расположен сомкнутый зрелый лиственничник с участием кедра (возраст 90–200 лет) (П–12), по краю которого протекает ручей шириной 1–4 м. Еще ниже по течению, в конце этого же участка, растет молодой лиственничник (возраст 80–90 лет) (П–9) с протекающими через него ручьями,

параллельными основному руслу, питающимися за счет стока талых мерзлотных вод со склона. Оба лиственничника находятся сравнительно далеко от основного русла реки. Трансекта (Тр–П) из одиночных и групп деревьев возраста 60–200 лет на нескольких небольших «островах», протянувшихся от одного до другого края участка долины перпендикулярно руслу в наиболее широкой средней части зандра, где река разветвляется на многочисленные рукава. Далее в нижней части зандра деревья практически отсутствуют. Контролем служили деревья лиственницы возрастом 280–530 лет, растущие на ледниковой морене на правом берегу реки в старом кедрово-лиственничном лесу вне влияния как гидрологических и криогенных, так и склоновых процессов.

Для дендроиндикации природных процессов на отложениях оказались пригодны деревья лиственницы и ели и непригодны – кедра из-за отсутствия маркеров событий и невысокой синхронности рядов его прироста. У каждого модельного дерева брались только керны на высоте до 20 см. Всего собрано 122 древесных образца с 50 лиственниц, 7 кедров и 2 елей, а также 33 образца с 16 контрольных лиственниц.

На образцах ширина годичных колец (радиальный прирост) измерялась на измерительном комплексе LINTAB–6 с точностью 0,01 мм. Полученные индивидуальные временные ряды ширины по каждому радиусу дерева перекрестно датировались между собой, с рядами с соседних деревьев и контролем [11], а затем стандартизировались [13].

Использовались следующие дендроиндикационные маркеры: механические травмы древесины ствола (травматическая дендроиндикация), значительные и/или резкие изменения индексов радиального прироста, выпадающие годичные кольца (дендрометрическая) и тангенциальные ряды травматических смоляных ходов в кольце (анатомическая). Выявлено 14 лет с травмами, 47 лет со смоляными ходами и 9 лет с одиночными выпавшими кольцами, а также два случая с 4–5 кольцами, выпавшими подряд.

Травматические смоляные ходы фиксировались (1) одновременно в ранней и поздней древесине как в разных частях одного годичного кольца одного дерева, так и в кольцах одного года у деревьев с одного участка зандра, (2) в поздней древесине деревьев на разных участках зандра и в разные годы. В первом случае обнаруженные ходы являются результатом воздействия зимне-весеннего события (наледь), а во втором – летнего (паводок).

Анализ встречаемости маркеров по участкам зандра и расположения травм и травматических смоляных ходов в кольце позволяет предполагать, что в начале его выровненного участка (П–12) действуют в основном криогенные факторы, в его средней части (Тр–П) – гляцио-гидрологические, в верхней части зандра и в конце его выровненного участка (Тр–Ф, П–9) – одновременно криогенные и гляцио-гидрологические.

В 2008 г. по маркерам на всех участках зандра зафиксированы два достаточно крупных события: зимне-весеннее (наледь) и летнее (ледниковый паводок). Сам факт этих событий и их размеры подтверждаются литературными данными [2, 10] и очевидцами (наледь на ручье).

В 2004 г. отмечены два события (паводок, наледь) по сильному отклику на двух участках (Тр–Ф, П–9) и слабому в начале выровненного участка зандра (П–12). Анализ метеоданных показал, что в течение всего вегетационного сезона были условия, способствовавшие повышенной водности реки, а в июле – неоднократным дождевым паводкам (178% осадков от среднемесячной величины). В то же время погодные условия не благоприятствовали формированию наледей, а сейсмогенный фактор наледеобразования [2] стал основным.

В 2000, 1999, 1998 гг. по травмам и множественным смоляным ходам в ранней древесине сделали вывод о формировании в эти годы наледей различного размера. Для 2000 г. характерно образование крупных наледей по всему Горному Алтаю [2]. Кроме того, расположение травмических ходов в поздней древесине у деревьев в конце выровненного участка зандра (П–9) в 1998 г. указывает на прохождение паводка, но отклик деревьев на него был слабым. Прохождение паводка подтверждается [10] существенным таянием ледника в этот год.

В 1967 гг. в средней части зандра наблюдалось начало резкого, существенного и продолжительного (8 лет) падения прироста. На этот период приходятся ледниковые (1967,

1968, 1969, 1978 гг.) [3] и дождевой (1969 г.) [5] паводки. Видимо, были паводки и в другие годы. Такой длительно слабый рост деревьев, скорее всего, обусловлен резкими неоднократными изменениями условий роста их корневых систем, т.е. неоднократной аккумуляцией и эрозией материала во время паводков. Восстановление прироста деревьев началось в 1974 г. В этот год была аномально сухая и жаркая погода, вызвавшая пожары на склонах [8]. Деревья на флювиогляциальных отложениях должны были испытывать недостаток влаги. Но эта же погода способствовала максимальному за полувековой период наблюдений таянию ледника (208 см в.э. [10]), которое привело к повышенной водности реки и соответственно влажности субстрата, в результате чего режим увлажнения деревьев в течение всего вегетационного сезона оказался близким к оптимальному. Полное восстановление прироста произошло только в 1979 г. после прохождения последнего за этот период паводка в 1978 г.

В 1959 г. в средней части зандра зафиксировано начало резкого, существенного и продолжительного (5 лет) снижения прироста деревьев с минимумом в 1962 г. Его причиной был дождевой паводок, условия для которого сложились 6–8 июля, когда за три дня выпало 68% (59,8 мм) среднемесячной нормы осадков. На этот же период пришелся ледниковый паводок 1962 г.,

Менее уверенно из-за низкой встречаемости маркеров на отдельных участках зандра диагностируются наледи в 2011, 2009, 2007, 2002, 2001, 1998, 1996, 1980, 1977, 1974, 1971-1969, 1961, 1954, 1950, 1947, 1932, 1905 гг. и паводки в 1977, 1971, 1957, 1933, 1922, 1903 г.

Следует отметить, что некоторые годы с крупными природными событиями, отмеченными в литературе или очевидцами, дендроиндикационными методами не подтверждаются, т.к. маркеры встречаются единично, либо отсутствуют совсем. Это – паводки в 1978 г. из-за прорыва ледникового озера [7], 1974, 1998 гг. из-за активного таяния ледника [10], наледи в 1968 [4], 2003 (очевидцы), 2006 гг. [2].

Причин этого могут быть следующие. (1) Отсутствие деревьев-индикаторов на участках, где наблюдалось событие, например, на открытых участках галечника, где гляцио-гидрологические и криогенные факторы проявляются в наибольшей степени. (2) Оценка размера наледей очевидцами могла проводиться только по открытым участкам зандра без учета периферийных частей наледных полей. Данные по степени проникновения наледи под полог леса отсутствуют. В результате даже в годы с крупными событиями влияние наледей на деревья может оказаться минимальным. (3) На обследуемых участках зандра повышенная водность реки и паводки, по-видимому, не оказывают прямого влияния на деревья, соответственно не наблюдается снижения прироста. Косвенное воздействие в виде механического травмирования ствола переносимым водными потоками материалом также сведено к минимуму. Мелкий материал не травмирует модельные деревья, а более крупный, могущий нанести механические травмы, – не достигает их. (4) При прохождении паводков в течение нескольких лет подряд, такой маркер как резкое и/или существенное снижение прироста фиксирует только год первого из них. При сохранении в течение продолжительного периода низких значений прироста паводки последующих лет не будут датироваться, но такой прирост будет свидетельствовать об активизации процесса. (5) Потеря дендроиндикационной информации на этапе отбора древесных образцов, что связано различной реакцией разных частей ствола дерева на событие: в отдельных секторах в случае использования кернов и на разных высотах отбора – кернов и спилов.

1. Вершинин Д.А., Уйманова В.А., Овсянников С.А. Сток взвешенных наносов р. Актру и особенности его режима за последние 50 лет // Вестник Томского гос. университета. 2014. № 381. С. 226–231.

2. Достовалова М.С., Шитов А.В. Влияние метеорологических характеристик и геодинамической активности на режим образования гидрогенных наледей // Георискъ. 2011. № 4. С. 36–43.

3. Душкин М.А. Летние прорывы ледниковых вод в долинах Северо-Чуйского хребта // Гляциология Алтая. Томск, Изд-во ТГУ, 1976. Вып.10. С. 90–93.

4. Душкин М.А., Мерзляков И.М. Наледи в верховьях долин Северо-Чуйского хребта в Центральном Алтае // Гляциология Алтая. Томск, Изд-во ТГУ, 1976. Вып. 9. С. 35–41.

5. Лупина Н.Х., Олейник И.Я., Тронова Л.Б., Шантыкова Л.Н. Особенности гляциогидрометеорологического режима горно-ледникового бассейна Актру в летнем сезоне 1969 года // Гляциология Алтая. Томск, Изд-во ТГУ, 1976. Вып. 10. С. 68–77.

6. Нарожный Ю.К. Формирование и режим наледей в горно-ледниковых долинах Центрального Алтая // Вопросы географии Сибири. Томск, Изд-во ТГУ, 1997. . Вып. 22. С. 129–137.

7. Нарожный Ю.К. Ресурсная оценка и тенденции изменения ледников в бассейне Актру (Алтай) за последние полтора столетия // Материалы гляциологических исследований. М., 2001. Вып. 90. С. 117–126.

8. Николаева С.А., Савчук Д.А. Датирование пожаров в трансформированных ими лесных экосистемах в верховьях реки Актру (Северо-Чуйский хребет, Горный Алтай // Успехи современного естествознания. 2019. № 10. С. 95–100.

9. Николаева С.А., Савчук Д.А. Методы дендроиндикации экзогенных гравитационных процессов: обзор // Известия РАН. Серия географическая. 2020. Т. 84. № 3. С. 441–450.

10. Паромов В.В., Нарожный Ю.К., Шантыкова Л.Н. Оценка современной динамики и прогноз гляциологических характеристик ледника Малый Актру (Центральный Алтай) // Лед и снег. 2018. Т. 58. № 2. С. 171–182.

11. Шиятов С.Г., Ваганов Е.А., Кирдянов А.В., Круглов В.Б., Мазепа В.С., Наурзбаев М.М., Хантемиров Р.М. Методы дендрохронологии. Ч.1. Основы дендрохронологии. Сбор и получение древесно-кольцевой информации. Красноярск: Изд-во КрасГУ, 2000. 80 с.

12. Hedding D.W., Erofeev A.A., Hansen C.D., Khon A.V., Abbasov Z.R. Geomorphological processes and landforms of glacier forelands in the upper Aktru River basin (Gornyi Altai), Russia: evidence for rapid recent retreat and paraglacial adjustment // Journal of Mountain Science. 2020. V. 14. № 4. P. 824–837.

13. Holmes R.L. Program CRONOL // International tree-ring data bank program library user’s manual. Ed. by H.D. Grissino-Mayer, R.L. Holmes, H.C. Fritts. Tuscon: Laboratory of Tree-Ring Research, University of Arizona, 1992. P. 56–57.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РАЗМЕЩЕНИЯ МУСОРНЫХ ПОЛИГОНОВ В ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

Семенова К.А., Волкова Е.С., Мельник М.А.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
ksenia_ska@mail.ru

Экологическая проблема бесконтрольного накопления отходов и их размещения приобрела в настоящее время планетарный масштаб. Результатом научно-технического прогресса стало не только накопление новых трудноразлагаемых материалов, требующих дополнительных технологий для их утилизации или переработки, но и производство большого количества токсичных отходов. К тому же социальный вектор развития общества направлен на экспоненциальное увеличение объемов потребления товаров и услуг. При этом рынок постоянно предлагает более современную и технологичную продукцию, которая в свою очередь быстро устаревает или приходит в негодность, что требует дополнительных площадей для утилизации. Планета покрывается тоннами отходов антропогенного происхождения, что деструктивно сказывается на ее функционировании. Вопрос утилизации мусора с каждым годом становится все острее.

В нашей стране основная часть бытовых отходов подвергается захоронению, действующие полигоны занимают свыше 40 тыс. га земли. Площадь закрытых (заполненных) свалок и полигонов составляет около 50 тыс. га. На территории РФ действуют 2832 объекта размещения твердых бытовых отходов (ТБО), из них 1153 полигона, внесенных в Государственный реестр объектов размещения отходов [1].

Проблема размещения ТБО во всех субъектах РФ стоит очень остро. В Томской области в настоящее время функционирует 20 полигонов ТБО общей вместимостью 4,4 млн. т, которые занимают значительную площадь – более 300 га [2]. Кроме официально зарегистрированных полигонов для размещения отходов ежегодно природоохранными структурами фиксируются несанкционированные свалки, которые представляют дополнительные угрозы и вред, как природе, так и человеку. По данным Департамента природных ресурсов и охраны окружающей среды Томской области в 2020 г выявлено и не ликвидировано 22 несанкционированные свалки площадью более 132 тыс. м^2 объемом свыше 45 тыс. м^3 [3]. Кроме этого, к несанкционированным приравнены свалки, расположенные вблизи труднодоступных малонаселенных пунктов, где вывоз ТБО экономически нецелесообразен.

Проблема размещения и утилизации ТБО имеет множество экологических аспектов, учет которых важен при управлении отходами. Прежде всего, ТБО представляет собой достаточно серьезную опасность для здоровья населения, проживающего в непосредственной близости от полигонов. Наибольшее негативное влияние на здоровье человека оказывает свалочный газ – это смесь метана и углекислого газа с небольшим количеством примесей (азот, кремний, сера, сероводород). Исследования влияния свалочного газа на здоровье населения ведется уже более 50 лет учеными разных стран, наиболее полные работы проведены британскими, немецкими и итальянскими учеными [4, 5, 6]. Согласно их данным отмечается повышенный риск для здоровья людей, живущих в радиусе 2 км и 5 км от свалок с отходами. Выявлена взаимосвязь близости проживания населения от полигонов ТБО и частотой заболевания острыми респираторными инфекциями и проблемами с дыхательной системой.

Для Томской области был проведен анализ численности населения, проживающего на разном расстоянии от полигонов ТБО. Граница в 500 м определялась для всех полигонов ТБО области, т.к. это санитарно-защитная зона, где не должен проживать человек. Для полигонов ТБО, площадь которых превышает 10 га, дополнительно были рассмотрены зоны с радиусом 2 км; такие свалки расположены в г. Асино, г. Колпашево, г. Кедровый, г. Стрежевой, с. Кожевниково, с. Первомайское и с. Молчаново. Для городских полигонов ТБО г. Томска и г.

Северска, как для самых крупных в области, оценивалась численность населения, проживающая и в двухкилометровой и в пятикилометровой зонах.

Пространственный анализ показывает, что в Томской области только три полигона ТБО в с. Новомихайловка, с. Первомайское и г. Колпашево расположены так, что в зоне их негативного воздействия проживает 27000 человек. Несмотря на то, что полигон в с. Новомихайловка уже не функционирует, по мнению экспертов, его воздействие будет иметь место до момента завершения всех работ по его рекультивации. В 500 м зоне этого полигона проживает 45 человек. В двухкилометровой зоне проживают жители с. Малая Михайловка, части с. Корнилово и части пос. Светлый, всего 401 человека. В пятикилометровую зону попадают близлежащие населенные пункты – места проживания еще 8042 человек. Новый полигон в с. Сухово-Сухоречье расположен технологически грамотно, здесь в зоны риска не попадает ни один из населенных пунктов.

В пятьсот метровой зоне полигона с. Первомайского проживает 70 человек (рис. 1), а в радиусе 2 км – 1297 жителей п. Беляй и части с. Первомайского. Данный полигон один из самых старых в области, он был открыт с 1978 г. и сейчас его площадь составляет более 14 га. Полигон г. Колпашево имеет более удачное расположение из всех ранее описанных, здесь в зоне 2 км проживает 45 человек, а в пятикилометровую зону попадает половина п. Тогур и треть г. Колпашево, что составляет 19013 человек (рис. 1).

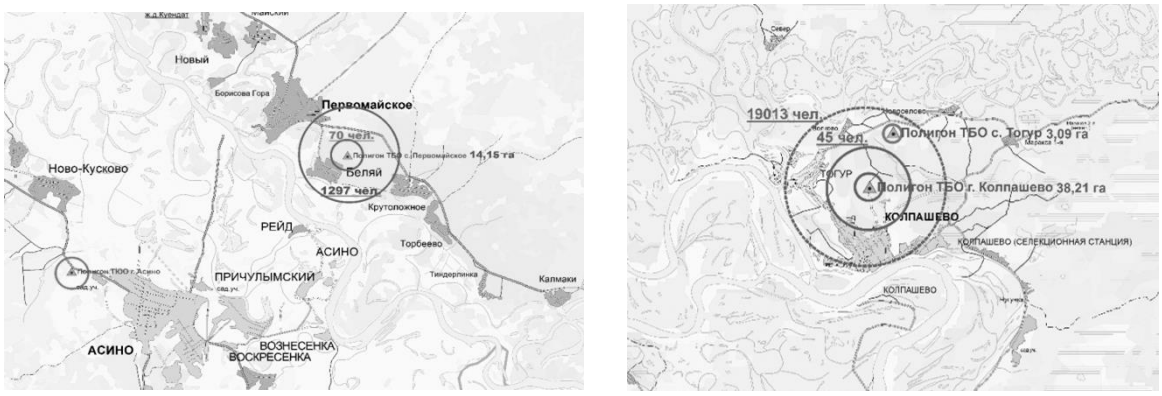


Рисунок 1. Зоны потенциального влияния полигонов ТБО на здоровье населения на примере с. Первомайского и г. Колпашево.

Другой аспект влияния мусорных свалок на окружающую среду состоит в том, что достаточно большая площадь земельного фонда области захламляется, заражается и как следствие выводится из хозяйственного оборота. Так, площадь только официально зарегистрированных полигонов в совокупности с 500-метровой зоной по нашим расчётам составляет более 3014 га, что сопоставимо с десятой частью площади г. Томска. Здесь нарушены многие биосферные процессы. В результате химических реакций между различными компонентами ТБО могут образовываться токсичные соединения, которые под воздействием атмосферных осадков проникают в сточные воды и почву. Также ТБО является источником патогенных микроорганизмов и инфекционных заражений. Радиус негативного влияния свалок ТБО на почвы и грунтовые воды может достигать 1,5 км.

Еще один важный экологический аспект, затрагивающий изменение среды обитания животного и растительного мира, недостаточно изучен в контексте проблемы влияния ТБО. Накопление вредных веществ в почве и грунтовых водах неизменно приводят к изменению их физических и химических свойств и, как следствие, влекут за собой снижение численности живых организмов, сокращению размеров популяций отдельных видов животных и растений, изменению путей миграции животных.

Проблему отходов успешно можно решить только путем интеграции различных технологий по переработке отходов, которые возможно использовать для вторичного сырья, а

также способов использования биоразлагаемых отходов и сжигания или захоронения неперерабатываемых отходов. Наиболее успешно система управления отходами применяется в таких странах как Швейцария, Швеция и Германия, где захоронению подвергается менее 2% твердых бытовых отходов. В среднем по странам ЕС 23-25% твердых бытовых отходов складируется, остальные полностью перерабатываются [7].

По указу президента РФ (Указ Президента РФ от 07.05.2018 № 204 "О национальных целях и стратегических задачах развития Российской Федерации на период до 2024 года"[8]) в части реализации национального проекта «Экология» к 2024 г. должна полностью быть преобразована система сбора, переработки и утилизации твердых бытовых отходов. Согласно этой системе в Томской области разрабатывается централизованная схема раздельного накопления отходов, строительство необходимых мощностей для обработки и сортировки ТБО в 10 населенных пунктах области и создание объектов хранения отходов. Захоронение отходов, которые не подлежат переработке, будет возможно только на двух полигонах – в г. Стрежевом и в с. Сурово-Сухоречье (г. Томск). Существующие полигоны ТБО, находящиеся вблизи крупных населенных пунктов, исходя из поставленных задач, должны быть в ближайшие годы рекультивированы. Стоит отметить, что в рамках реализации проекта «Экология» ведется ежегодная работа по обнаружению и устранению несанкционированных свалок, так согласно данным из открытых источников в 2020 г. было ликвидировано 35 свалок в Томске и Томском районе, в том числе и в излюбленных местах отдыха томичей – в районе Сенной Курьи и набережной р. Томь.

Проблему размещения мусорных полигонов в Томской области на ближайший момент времени сложно разрешить в полном объеме. Потребуется комплекс последовательных мероприятий, предусматривающих не только создание современных объектов хранения отходов и их переработки, но и изменение отношения населения к способам утилизации бытового мусора. Анализ экологических аспектов размещения мусорных полигонов показывают их многогранность и необходимость их дальнейшего более детального исследования.

Работа выполнена в рамках НИОКТР (№ 121031300226-5).

1. Гринкевич В. Что мешает России избавиться от залежей коммунальных отходов: электрон. журн. Профиль/Экономика, 2020. – URL: https://profile.ru/economy/chto-meshaet-rossii-izbavitsya-ot-zalezhej-kommunalnyx-otxodov-415147/ (Дата обращения 19.02.2021).

2.Геоинформационная система «Охрана окружающей среды Томской области» [Электронный ресурс]. – URL: http://green.tsu.ru/oos/?p=879 (Дата обращения 25.12.2020).

3. Департамент природных ресурсов и охраны окружающей среды Томской области [Электронный ресурс]. – URL: https://depnature.tomsk.gov.ru (Дата обращения 12.02.2021).

4. Elliott P., Richardson S., Abellan J., Thomson A., Hoogh C., Jarup L., Briggs D. J. Geographic density of landfill sitesand risk of congenital anomalies in England // Occup Environ Med, 2009, 66, 81–89 doi:10.1136/oem.2007.038497

5. Mataloni F., Badaloni Ch., Golini M. N., Bolignano A., Bucci S., Sozzi R., Forastiere F., Davoli M., Ancona C. Morbidity and mortality of people who live close to municipal waste landfills: a multisite cohort study // International Journal of Epidemiology, 2016, 45 (3), 806–815 doi:10.1093/ije/dyw052

6. Waste and human health: Evidence and needs // World Health Organization, 2016. P. 35. [Электронный ресурс]. – URL: https://www.euro.who.int/__data/assets/pdf_file/0003/317226/Waste-human-health-Evidence-needs-mtg-report.pdf (Дата обращения 11.04.2021).

7. Энергия из отходов [Электронный ресурс]. – URL: https://www.w2e.ru/ (Дата обращения 14.03.2021).

8. Указ Президента РФ от 07.05.2018 № 204 "О национальных целях и стратегических задачах развития Российской Федерации на период до 2024 года [Электронный ресурс]. – URL: http://kremlin.ru/acts/bank/43027 (Дата обращения 25.05.2021).

К ИЗУЧЕНИЮ ЭКОЛОГИИ *DRYAS OXYODONTA* JUZ. В ВЫСОКОГОРЬЯХ ЦЕНТРАЛЬНОГО АЛТАЯ

Тимошок Е.Н., Райская Ю.Г., Тимошок Е.Е.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
ten80@mail.ru

Шпалерный кустарник *Dryas oxyodonta* Juz. из семейства Rosaceae является обычным видом высокогорных тундр Алтая и играет большую роль в формировании первичной растительности (Тимошок и др, 2008, 2020; Тимошок, 2013) на молодых моренах ледников и флювиогляциальных отложениях. В определенный период формирования фитоценозов (в условиях морен ледника Малый Актру – 55–90 лет с момента дегляциации (Тимошок, 2013)) это растение является одним из важнейших доминантов и формирует микрогруппировки с такими видами как *Salix coesia, S. saposhnikovii, Castilleja pallida, Campanula rotundifolia., Chamaenerion latifolium* и др., и играет значительную роль в развитии горных экосистем (Тимошок и др., 2008;Тимошок, 2013).

Вместе с тем экология видов рода *Dryas* изучена довольно слабо: существует значительное число работ (Klanderud, 2004; Anthelme, 2014 и др.) описывающих проявление положительного экологического воздействия *Dryas octopetala* L. на совместно произрастающие особи других видов – так называемого эффекта няни (Nurse effect). Особенностью этого вида является проявление эффекта няни в условиях высокого абиотического стресса, в первую очередь в формирующихся фитоценозах, в условиях же низкого, к примеру в высокогорных тундрах, растение выступает как активный виолент (Klanderud, 2004).Другие аспекты экологии этого вида остаются слабоизученными. Сходная ситуация связана с изучением экологии *Dryas drummondii* Richardson; исследования этого вида связаны в основном с способности этого вида к азотфиксации за счет симбиотических бактерий-эндофитов (Becking, 1984) и изучением его роли в азотном цикле (Kohls et al, 1994 и др.); данные по проявлению эффекта няни этим видом отсутствуют. Работы по экологии высокогорного вида *Dryas oxyodonta* немногочисленны: отдельные аспекты экологии этого вида в тундрах были рассмотрены в работе И.В. Волкова (2013), аспекты межвидоых взаимодействий – в работе авторов (Тимошок, 2017).

В рамках изучения *Dryas oxyodonta* было выявлена способность этого вида проявлять эффект няни на молодых моренах и флювиогляциальных отложениях (Тимошок, 2017). Основными выявленными механизмами проявления этого эффекта являются удержание и защита семян и молодых растений от неблагоприятных факторов среды, включая холод и поедание, а так же обеспечение молодых растений питательными веществами за счет наличия под каждой особью Dryas oxyodonta слоя подстилки состоящей из опада в разной степени разложения, обогащающей верхний горизонт ювенильной почвы гумусом.

В рамках дальнейших исследований экологии этого вида авторы решили провести проверку гипотезы о наличии у *Dryas oxyodonta* способности обогащать почву азотом, отмеченной у *D. drummondii*. С целью выявления вклада растения в насыщение ювенильной почвы молодых морен ледника Малый Актру азотом были отобраны пробы поверхностного горизонта "А" под особями дриады и контрольные пробы с участков освободившихся ото льда одновременно с участками, где находится особь. Из под особей *Dryas oxyodonta* находящихся в разном онтогенетическом состоянии было взято 6 проб. Для контроля фонового количества азота в 1,5 м от каждой особи была взята аналогичная контрольная проба. Кроме того в зарослях ив (преимущественно *Salix sapozhnikovii*) и березки круглолистной (*Betula rotundifolia*) были взяты две специальные контрольные пробы.

Анализ химического состава отобранных проб был проведен сотрудниками химико-аналитической лаборатории, входящей в состав Лаборатории мониторинга лесных экосистем ИМКЭС СО РАН. По результатам исследований было установлено, что содержание азота в пробах, отобранных под особями дриады, существенно превосходит фоновые (рис. 1). Было

выявлено, что пробы почвы, отобранные под дриадой содержат от 0,12 до 0,45% азота, что в 1,33–3 раза больше, чем содержание азота в фоновых пробах (от 0,06 до 0,2% азота). При этом содержание азота в специальных контрольных пробах составило 0,12% для пробы отобранной в зарослях ив и 0,29% для пробы отобранной в зарослях березки.

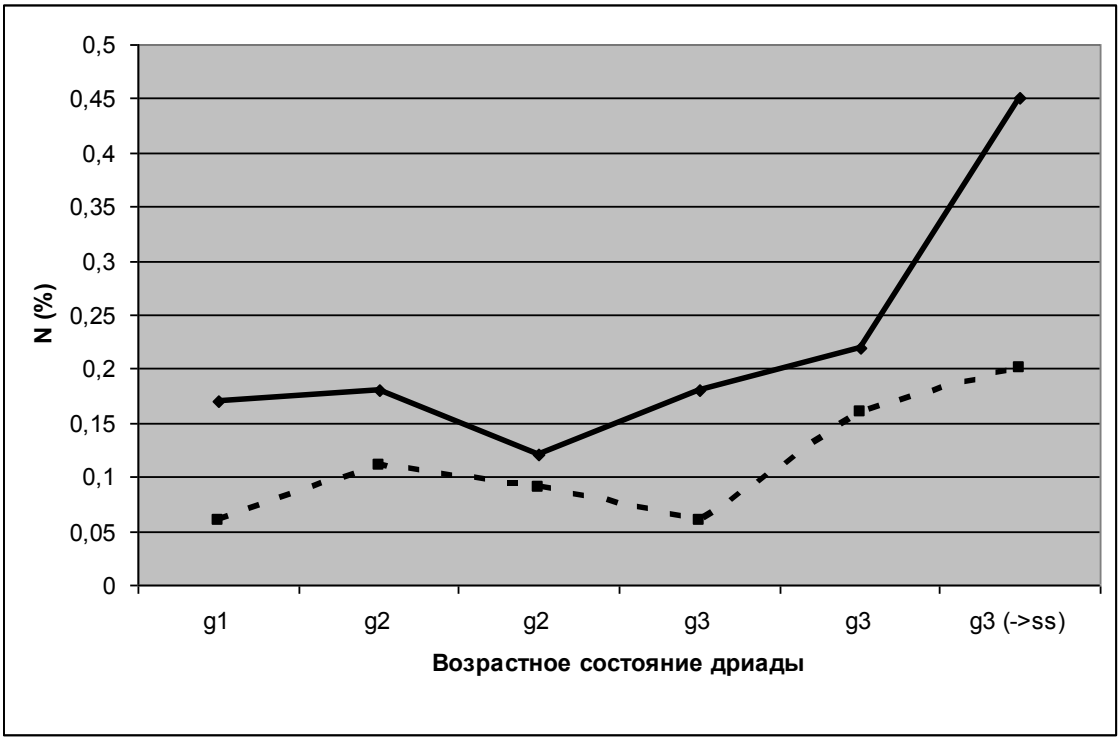


Рисунок 1. Содержание почвенного азота в пробах, отобранных на молодых моренах ледника Малый Актру. Точками на сплошной черте показано содержание азота в пробах собранных под особями дриады. Точками на пунктирной линии – в контрольных пробах. Особи дриады, под которыми собрана проба и связанная с ней контрольная проба выстроены в ряд по онтогенетическим состояниям дриады. Особи в одинаковом онтогенетическим состоянии распределены по диаметру особи.

Согласно полученным результатам (рис. 1) дриада способна обогащать почву азотом: так, содержание азота в горизонте А под дриадой как правило выше фонового на 0,03–0,12%. Максимальное значение превышения концентрации азота над фоновой (0,25%) было получено для образца, расположенного в самой правой части графика (Рис. 1). Вероятнее всего связано с тем, что особь для которой получены эти данные является стареющей, начавшей отмирать, и собрана на участке, освободившемся ото льда более 100 лет назад. С учетом онтогенетического состояния дриады и того, что заселение дриады происходит через 30–40 лет после дегляциации, возраст этой особи должен был составлять 60–70 лет. Особо высокий уровень содержания азота в этой пробе, вероятнее всего, связан с возрастом особи и продолжительным периодом его накопления. При этом содержание азота в пробе взятой под зарослями ив составило 0,12% и соответствовало фоновому, а в пробе взятой под зарослями березки – 0,29%. Значительное содержание азота в почве, на которой сформировались заросли *Betula rotundifolia* и активное участие этого вида в микрогруппировках с *Dryas oxyodonta* позволяет предположить, что формирование зарослей этого вида, начинающееся в финальной части сукцесии (Тимошок и др., 2008, 2020) связано в первую очередь с разрастанием особей, входивших в состав микрогруппировок.

Полученные данные свидетельствуют о том, что *Dryas oxyodonta* однозначно обогащает почву азотом, и косвенно подтверждает гипотезу о способности этого вида к азотфиксации, хотя для прямого доказательства потребуются дополнительные исследования. Вероятно, именно способность данного вида к азотфиксации в значительной степени создает

основу для эффективной колонизации этим видом постгляциальных поверхностей и каменистых тундр высокогорий, а так же усиливает эффект няни и способствует формированию связанных с дриадой микрогруппировок, разрастанию зарослей березки, заселению деревьев кедра и лиственницы.

В заключение авторы хотели бы выразить особую благодарность д.г.н., г.н.с. А.Г. Дюкареву за бесценные консультации и сотрудниц химико-аналитической лаборатории О.Э. Печень-Песенко и XXXX за непосредственное изучение состава образцов.

1. Тимошок, Е.Е., Нарожный Ю.К, Диркс М.Н. и др. Динамика ледников и формирование растительности на молодых моренах Центрального Алтая. – Томск: Изд-во НТЛ. – 2008. – 208 с.

2. Timoshok E. E., Timoshok E.N., Gureyeva I.I., Skorokhodov S.N. Primary successions on the young moraines in the Severo-Chuiskiy Center of glaciation (Central Altai) // Contemporary Problems of Ecology, 2020.– Vol.13. – Iss.1.– P. 36-47. DOI: 10.1134/S1995425520010114;

3. Тимошок Е.Н. Сукцессии растительности на моренах ледников Северо-Чуйского хребта: процессы и модели: авт. дис ... кандидата биологических наук.– Томск:"Милон" – 2013. – 18 с.

4. K. Klanderud, Totland Ø. Habitat dependent nurse effects of the dwarf-shrub *Dryas octopetala* on alpine and arctic plant community structure // Écoscience, 2004. – Vol. 11. – Iss. 4. – P. 410–420, DOI: 10.1080/11956860.2004.11682850

5. Anthelme F., Cavieres L.A., Dangles O. Facilitation among plants in alpine environments in the face of climate change // Frontiers in Plant Science, 2014 – Iss. 5. – Aty. 387. – 15 P. DOI: 10.3389/fpls.2014.00387

6. Becking J.H. "Identification of the endophypte of Dryas and Rubus (Rosaceae)". Identification of the endophypte of Dryas and Rubus (Rosaceae) // Plant and Soil, 1984. – Iss. 78. – P. 105–128.

7. Kohls S.J., van Kessel C., Baker D.D. et. al. Assessment of N2 fixation and n cycling by Dryas along a chronosequence within the forelands of the athabasca glacier, Canada // Soil Biology and Biochemistry, 1994. – Vol 26. – Iss. 5. – P. 623–632.

8. Волков И.В. Особенности распространения, синморфологии и экологии дриадовых тундр в Республике Алтай // Вестник ТГПУ, 2013. – №8(136). – С. 100–106.

9. Тимошок Е.Н. Экологическая роль *Dryas oxyodonta* Juz. в формирующихся фитоценозах на молодых постгляциальных поверхностях Центрального Алтая // Материалы VI Международной научной конференция «Проблемы изучения растительного покрова Сибири», посвященная 100-летию со дня рождения профессора А.В. Положий. – Томск, 2017. – С.235–236.

ВОЗОБНОВЛЕНИЕ КЕДРА СИБИРСКОГО (PINUS SIBIRICA) В ЛЕСОТУНДРОВОМ ЭКОТОНЕ СЕВЕРО-ЧУЙСКОГО ХРЕБТА (РУССКИЙ АЛТАЙ) В НАЧАЛЕ XXI ВЕКА

Филимонова Е.О.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
smelena82@mail.ru

Особый интерес для изучения естественного возобновления представляют зоны, где виды деревьев произрастают в экстремальных климатических условиях. Такой зоной раннего отклика на изменения окружающей среды являются лесотундровые экотоны, представляющие собой переходную зону между лесом и тундрой (Kullman, 2003).

Исследования проводились в лесотундровом экотоне долины Актру на высотах 2235-2475 м над ур. м. на постоянных пробных площадях с 2007 по 2021 г. По морфологическим параметрам подрост относили к ювенильному, имматурному или виргинильному состоянию (Уранов, 1975; Диагнозы…, 1989). Подрост разделяли по высоте на три категории: мелкий (до 0,5 м), средний (0,6-1,5 м) и крупный (более 1,5 м). Для подроста выделяли 3 уровня жизненности: жизнеспособный, угнетенный и погибший (Злобин, 1985). Возраст подроста определяли путем подсчета числа годичных приростов главной оси по заметным на коре стволика следам от мутовок в виде пояска (Шмонов, 1976), также по поперечным срезам стволиков.

В лесотундровом экотоне взрослое поколение сформировано большей частью кедром, а лиственница в составе древостоя занимает около 20%. Кедр и лиственница произрастают в плотных и разреженных группах деревьев, а также – одиночными особями. Граница групп деревьев проходит на высоте 2235-2390 м. Одиночные деревья кедра достигают пределов своего произрастания на высоте 2465-2475 м.

В составе подроста также преобладает кедр (70-80%), участие лиственницы 10-20%.

На склонах разной экспозиции подрост произрастает в разных условиях. На восточно-юго-восточном склоне более сухие условия, которые маркированы закустаренным разнотравно-злаковым травяным покровом (Тимошок, 2001). Особи кедра отмечены в микропонижениях, у временных водотоков, вблизи крупных камней и зарослей кустарников.

Подрост кедра, заселившийся на этом склоне в последние два десятилетия малочисленный, особи моложе 10 лет не отмечены.

Все отмеченные здесь молодые особи кедра в возрастном диапазоне до 20 лет имматурного состояния, подрост жизнеспособный и угнетенный, преимущественно средний.

Факторами, оказывающими влияние на жизненность подроста, являются резкие перепады температур, сильные ветры, сели и лавины, приводящие к повреждениям побегов и коры, сломам стволиков и ветвей. Эти изменения приводят к формированию асимметричных крон, разных жизненных форм (кустовидная, стланиковая) (Филимонова, 2013). На этом сухом склоне, как отмечалось и ранее (Пропастилова, Тимошок, 2009) всходы кедра во все годы наблюдений не встречены.

На более влажном склоне западно-северо-западной экспозиции, характеризующемся наиболее интенсивным снегонакоплением (Душкин, 1974) возобновление кедра более активное. Мохово-лишайниковый и дриадовый покров, предпочитаемый кедровкой для запасания орешков благоприятен для прорастания семян. Также появлению и выживанию молодых особей кедра на этом склоне способствует более высокий уровень снега, защищающий подрост от вымерзания и меньшее влияние ледниковых ветров.

Отмечается появление молодых особей кедра в группах деревьев, среди одиночно растущих взрослых особей, а также его расселение вблизи осыпей – каменистых участков, ранее не занятых деревьями. Подрост кедра, появившийся в последние два десятилетия имеет возраст от 3 лет. Преобладает мелкий подрост ювенильного состояния, также

значительна доля участия имматурных особей. На этом склоне, чем моложе подрост, тем выше его плотность.

В группах деревьев подрост преимущественно жизнеспособный, а на открытых участках вблизи осыпей большая часть особей угнетенные. У молодых особей обламывание побегов, сломы стволиков и ветвей, обдирание коры происходит под влиянием обвально-осыпных процессов и деятельности животных. Эти повреждения приводят к нарушению морфоструктуры ствола и кроны, изменению приростов и угнетению подроста. Наибольшее количество повреждений стволика выявлено на уровне 10–30 см. Отпад подроста за годы исследований составил 15-25 %.

В лесотундровом экотоне Северо-Чуйского хребта на протяжении всего высотного профиля (от 2235 до 2475 м над ур. м.) преобладает подрост кедра. Наиболее высокая плотность подроста, заселившегося в начале XXI века, отмечена на склоне западно-северо-западной экспозиции. Подрост моложе 10 лет на восточно-юго-восточном склоне отсутствует.

1. Диагнозы и ключи возрастных состояний лесных растений. Деревья и кустарники. Ч.1. М., 1989. 102 с.

2. Душкин, М.А. Лавины в верховьях долины Актру (Северо-Чуйский хребет, Центральный Алтай) // Гляциология Алтая. Томск, 1974. Вып. 8. С. 39-59.

3. Злобин Ю.А. Об уровнях жизнеспособности растений // Бот. журн. 1985. Т. 46. № 4. С. 492-505.

4. Пропастилова О. Ю., Тимошок Е.Е. Возобновление хвойных в экотоне верхней границы древесной растительности (Северо-Чуйский хребет) // Вестник Томского гос. ун-та. 2009. С. 220-222.

5. Тимошок, Е.Е. Растительность горноледникового бассейна Актру // Гляциология Сибири. Томск: Изд- во ТГУ, 2001. Вып. 5 (20). С. 74-85.

6. Уранов А.А. Возрастной спектр фитоценопопуляций как функция времени и энергетических волновых процессов // Науч. докл. высш. шк. Биол. науки. 1975. № 2. С. 7-34.

7. Филимонова Е.О. Экологическое разнообразие деревьев кедра сибирского на верхней границе древесной растительности (Северо-Чуйский хребет) // Матер.III Междунар.конф. "Биоразнообразие, проблемы экологии Горного Алтая и сопредельных регионов: настоящее, прошлое, будущее". Горно-Алтайск, 2013. С.198-202.

8. Шмонов А.М. Определение возраста у подроста кедра сибирского в полевых условиях //Лесное хозяйство. 1976. № 1. С. 68-71.

9. Kullman L. Changes in alpine plant cover – effects of climate warming. Svensk Bot. Tidskr. 2003. Vol. 97. P. 210-221.

РЕЗУЛЬТАТЫ МНОГОЛЕТНЕГО МОНИТОРИНГА ДРЕВОСТОЕВ И НАПОЧВЕННОГО ПОКРОВА ПИХТОВЫХ ЛЕСОВ, ПОВРЕЖДЕННЫХ УССУРИЙСКИМ ПОЛИГРАФОМ (НА ПРИМЕРЕ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ)

Чернова Н.А.[1], *Бисирова Э.М.*[1,2]
[1]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск)
[2]Томский филиал Всероссийского центра карантина растений, naitina79@mail.ru

Современная деградация пихтовых лесов Западной Сибири, вызванная инвазией уссурийского полиграфа *Polygraphus proximus* Bland. – короеда дальневосточного происхождения, привлекает все большее внимание исследователей, работников лесного хозяйства и защиты леса. Деятельность этого дендрофага пихты сибирской оказывает влияние практически на все компоненты таежных биоценозов (Кривец и др., 2015), поэтому для оценки последствий инвазионного процесса необходим длительный постоянный мониторинг за состоянием пихтовых насаждений.

В качестве такого модельного полигона на территории Томской области нами был выбран Ларинский ландшафтный заказник, где особый режим пользования (в частности ограничение рубок) позволяет нам исключить антропогенное воздействие на темнохвойные лесные экосистемы. Здесь в 2012 г. были заложены 4 постоянные пробные площади (пр. пл.) в древостоях с разными таксационными параметрами (таблица) и исходным жизненным состоянием, обусловленным различной интенсивностью воздействия инвайдера. На протяжение 10-летнего периода на каждой пр. пл. ежегодно выполнялись геоботанические описания и оценка жизненного состояния пихты сибирской (*Abies sibirica* L.) по 6-ти балльной шкале, разработанной с учетом взаимоотношения инвайдера и кормовой породы (Кривец и др., 2018). Дополнительно, для отражения скорости образования ветровальных и буреломных деревьев была введена категория «валеж».

Таблица. Таксационная характеристика древостоев пихты сибирской на пробных площадях в Ларинском заказнике

№ пр. пл.	Состав древостоя	Возрастное поколение	Средний диаметр, см	Средняя высота, м	Средний возраст, лет	Пол нота	Тип леса
1-12	8П1К1Е+С		28.6±0.9	24.1±0.9	94	1.1	мтр
2-12	3К6П1Е		18.6±0.8	17.6±0.7	57	0.9	мтр
3-12	5Е3П1П1К+С	I	30.5±1.3	22.7±0.7	95	1.2	ртр
		II	13.3±0.5	13.6±0.4	55		
4-12	6П1П2К1Е+Ос	I	30.2±1.1	26.5±0.6	97	1.0	мтр
		II	12.7±0.5	13.3±0.6	47		

Примечание. П – пихта сибирская, Е – ель сибирская, К – кедр сибирский, С – сосна обыкновенная, Ос – осина; мтр – мелкотравный, ртр – разнотравный тип леса.

В результате деятельности уссурийского полиграфа во всех исследованных насаждениях наблюдалось постепенное отмирание деревьев, что обусловило изменение полноты, густоты древостоев (Бисирова, 2019), сомкнутости крон и, соответственно, более или менее резкое увеличение освещенности местообитаний. Такие изменения сопровождались перестройкой подчиненных ярусов растительных сообществ, наиболее четко прослеживаемой в травяном покрове и четче всего проявляемой в изменении проективного покрытия видов-доминантов (Кривец и др., 2015; Чернова, 2014, 2017).

За 10-летний период наблюдений минимальные изменения отмечены нами в сильно-ослабленном темнохвойном древостое мелкотравного типа на пр. пл. 2-12 (таблица). В 2012 г. в древостое преобладали жизнеспособные деревья, суммарно составившие 82%, а доля сухостойных не превышала 18%. Однако, уже в 2013 г. общий отпад (отмирающие деревья,

свежий и старый сухостой), а также валеж в совокупности составил 42,6% (Бисирова, Кривец, 2018). В последующие годы сохранилась негативная динамика состояния насаждения из-за постоянного небольшого увеличения доли старого сухостоя и валежа (рисунок). Изменения напочвенного покрова, в целом, соответствуют темпам трансформации древостоя. В довольно густом травяном покрове (проективное покрытие в среднем 70%) в начале исследований абсолютно доминировала сциофильная кислица обыкновенная (*Oxalis acetosella* L.), характерная для ненарушенных пихтарников. При резком изменении состояния древостоя в 2013 г., при сохранении доминирующих позиций кислицы, появляются участки с хорошо выраженным вторым ярусом из сныти обыкновенной (*Aegopodium podagraria* L.), обилие которой достигает максимальных 35% в 2014 г. Ее обилие снижается с 2015 г. из-за появления небольших пятен крапивы двудомной (*Urtica dioica* L.), площадь которых постепенно увеличивалась. К 2021 г. крапивно-мелкотравные синузии заняли уже около 60% площади, а среднее проективное покрытие вида на пр. пл. составило 33% (рисунок).

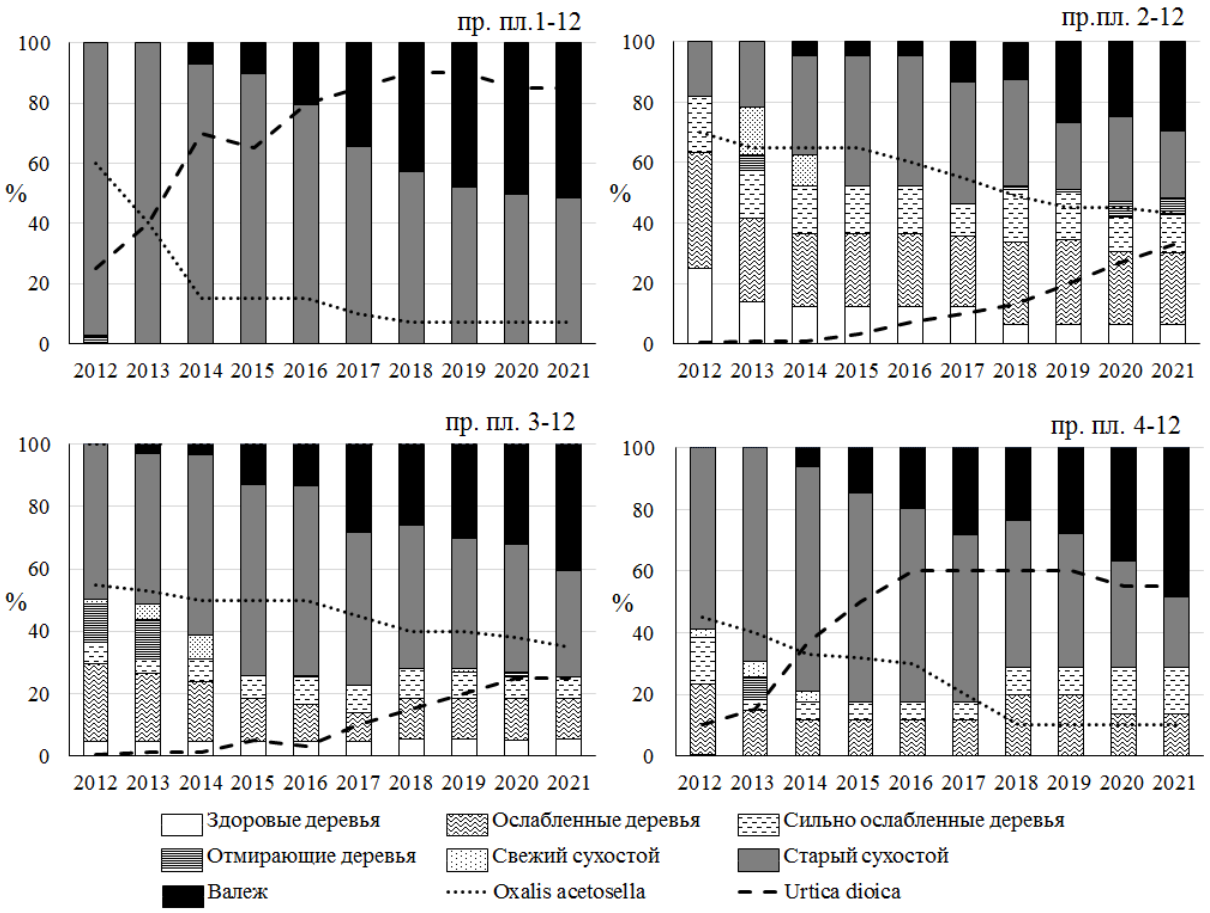


Рисунок. Распределение деревьев пихты исследованных древостоев по категориям состояния и доминанты напочвенного покрова лесов.

В смешанном елово-пихтовом древостое на пр. пл. 3-12 в 2012 г. наблюдалось сильное усыхание пихтового элемента в первом возрастном поколении и почти полная деградация второго (Бисирова, Кривец, 2018), а общий отпад, суммарно деревьев обоих поколений, составил 63,4%. За следующие 3 года сохранился высокий темп деградации деревьев пихты, общий отпад (также двух поколений совокупно) к 2015 г. составил 61,6%, а 12,8% пришлось на валеж. За период с 2015 г. по 2021 г. снизились темпы отмирания пихты, а также наблюдается значительное повышение доли валежа (до 40,6% к 2021 г.), что привело к снижению полноты древостоя в 2 раза (Бисирова, 2019). Трансформация подпологовых ярусов за счет высокого участия в составе древостоя жизнеспособных особей ели и кедра происходит постепенно, в относительно густом травяном покрове (проективное покрытие в среднем 65%),

наряду с высокой долей участия видов разнотравья, сохраняется доминантное положение кислицы обыкновенной. Лишь в 2015 г. в травяном покрове появились пятна крапивы двудомной, обилие которой увеличивалось по мере увеличения валежа, к 2021 г. достигнув 25% (рисунок).

Наибольшая степень трансформации пихтовых насаждений за 10-летний период нами была выявлена в древостое на пр. пл. 4-12 с двумя возрастными поколениями. Динамика состояния возрастных поколений пихты сходна с таковой на пр. пл. 3-12, также характерна более сильная поврежденность деревьев второго поколения (Бисирова, Кривец, 2018). В 2012 г. практически все жизнеспособные деревья были ослаблены в той или иной степени, а общий отпад, совокупно двух поколений, составил 61,7%. С 2012 г. по 2014 г. наблюдались самые высокие темпы отмирания пихты. После 2014 г., вероятно из-за истощения кормовой базы и затухания вспышки размножения полиграфа, темпы деградации снизились, а динамические процессы выражались в активном накоплении валежа. В 2014-2017 гг. доля жизнеспособных деревьев оставалась постоянной (17,5%), а ее увеличение с 2018 г. связано преимущественно с увеличением диаметра жизнеспособных деревьев.

В начале исследований напочвенный покров на пр. пл. 4-12 был мозаичен с преобладающими по площади снытево-мелкотравной и мелкотравной (кислица обыкновенная, звездчатка Бунге) синузиями. Обилие сныти обыкновенной в 2012 г. колеблется от 7 до 40% в зависимости от локальных повреждений от полиграфа, в среднем составляя 10%, к 2014 г. увеличивается до 20%, а при появлении и разрастании крапивы двудомной в 2015 г. резко снижается до 5%. Отмирание большого количества пихт I поколения за период 2013-2014 гг. привело к резкому (с 10% до 40%) увеличению проективного покрытия крапивы двудомной в 2014 г. В дальнейшем наблюдается постепенное увеличение обилия крапивы двудомной на площади и сильное снижение обилия кислицы обыкновенной, сохраняющей доминантное положение лишь под кронами кедра и ели (рисунок).

Темнохвойный древостой с преобладанием пихты сибирской на пр. пл. 1-12 уже к 2012 году являлся погибшим, так как общий отпад составил 99.8% (Бисирова, Кривец, 2018). В последующие годы наблюдалось постепенное, но значительное увеличение доли буреломных и ветровальных деревьев (до 51,3% к 2021 г.). Из-за полной деградации древостоя в крупнопапоротниково-разнотравном покрове уже к началу исследований крапива двудомная занимала 20% площади фитоценозов. В первые два года мониторинга еще сохраняла свои высокие позиции кислица обыкновенная, доминант ненарушенных пихтарников, при этом существенно возрастала доля крапивы двудомной в составе фитоценозов. С 2014 г. обилие кислицы резко сокращается (15%), а фитоценозы становятся крапивными (проективное покрытие крапивы 70%). Максимальное проективное покрытие крапивы двудомной (90%) формируется к 2018 г. и в последующие годы она сохраняет свою доминантную позицию (рисунок).

В целом, проведенные 10-летние мониторинговые исследования пихтовых древостоев, поврежденных уссурийским полиграфом, выявили высокие темпы отмирания пихты, которые привели к существенной трансформации материнского полога. Отклик напочвенного покрова на такие изменения проявляется в смене господствующих синузий – от мелкотравных к крапивно-мелкотравным, а затем крапивным. Чем выше степень деградации пихтового элемента насаждений, тем выше обилие крапивы. При этом резкая смена доминирующих в напочвенном покрове видов происходит за короткий период только в насаждениях с высоким участием пихты в составе древостоя (7–8 единиц породного состава). Плавное изменение проективного покрытия кислицы обыкновенной и крапивы двудомной наблюдается в полидоминантных древостоях, в которых сохраняется значительное количество жизнеспособных деревьев ели и кедра.

Работа выполнена при финансовой поддержке базового проекта № 121031300226-5 “Динамические и эволюционные процессы в природных экосистемах Сибири: индикаторы,

мониторинг, прогноз”, при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант 20-04-00587.

1. Кривец С.А., Бисирова Э.М., Керчев И.А., Пац Е.Н., Чернова Н.А. Трансформация таежных экосистем в очаге инвазии полиграфа уссурийского *Polygraphus proximus* Blandford (Coleoptera: Curculionidae, Scolytinae) в Западной Сибири // Российский журнал биологических инвазий. 2015. Т. 8. № 1. С. 41–63.

2. Кривец С.А., Бисирова Э.М., Волкова Е.С., Дебков Н.М., Керчев И.А., Мельник М.А., Никифоров А.Н., Чернова Н.А. Технология мониторинга пихтовых лесов в зоне инвазии уссурийского полиграфа в Сибири. Методическое пособие. Томск, 2018. 74 с.

3. Чернова Н.А. Трансформация напочвенного покрова пихтовых лесов Томской области под влиянием уссурийского полиграфа // Материалы VI международ. науч. конференции “Проблемы изучения растительного покрова Сибири”, посвященная 100-летию со дня рождения А.В. Положий. Томск: Издательский дом Том. гос. ун-та, 2017. С. 121–122.

4. Чернова Н.А. Трансформация растительного покрова пихтовых лесов Томской области под влиянием уссурийского полиграфа // Интерэкспо Гео-Сибирь. Т. 3, №. 2, 2014. С. 271–277.

Секция 4
Перенос загрязнений в атмосфере

ВЛИЯНИЕ ДЫМОВЫХ ШЛЕЙФОВ НА ПРИЗЕМНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ НА ПРИМЕРЕ Г. ТОМСКА

Ахмадалиева С.Х.[1], Пустовалов К.Н.[1,2], Нагорский П.М.[2]
[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет
[2]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
syrgaahmed01@gmail.com, const.pv@yandex.ru, npm_sta@mail.ru

Известно, что прохождение облачности, особенно осадкодающих форм, и различных атмосферных явлений вызывает искажение электрического поля в приземном слое атмосферы по сравнению с невозмущёнными условиями (условиями «хорошей погоды») [1, 2]. Согласно [3, 4], значимое влияние на величину электрического поля и его динамику оказывают также дымы от лесных пожаров. При этом характеристики возмущений электрического поля, обусловленных прохождением аэрозольных слоёв (в т. ч. дымового аэрозоля) существенно изменяются в зависимости от высоты их распространения, вертикальной мощности, микрофизического и химического состава и других факторов [5–8]. Таким образом, количественная оценка и систематизация отклика в приземном электрическом поле должна проводится с учётом характеристик слоёв дымового аэрозоля. Цель данного исследования – количественная оценка влияния дымовых шлейфов от лесных пожаров в Сибири на электрическое поле приземной атмосферы (на примере г. Томска) с учётом характеристик дымовых шлейфов, восстановленным по данным ИСЗ.

Для исследования на основе RGB–изображений, полученных на основе данных спектрорадиометра MODIS (спутник Aqua) и предоставленных сервисом EOSDIS Worldview [9], были отобраны случаи прохождения дымовых шлейфов на юго-востоке Западной Сибири. Всего за период с 2012 по 2020 гг. было отобрано 46 случаев прохождения дымовых шлейфов над г. Томском.

Для отобранных случаев с сервиса EOSDIS Worldview [9] были получены изображения продукта Aerosol Index (*AI*) над г. Томском, рассчитанные по данным набора спректрометров Ozone Mapping and Profiler Suite (OMPS), установленных на спутнике Suomy NPP. Аэрозольный индекс представляет из себя количественную характеристику оптической плотности аэрозольных слоёв (в том числе дымов) и изменяется в диапазоне от 0 до 5. Затем, для оценки вертикальной структуры дымовых шлейфов, соответствующих отобранным случаям, были загружены данные продукта «Vertical Feature Mask», представляющего с собой продукт второго уровня обработки данных лидара CALIOP (спутник CALIPSO) с сервера EARTH DATA [10]. Эти продукты предоставляются в виде файлов в формате HDF (High Density Fiberboard), состоящих из множества массивов данных, имеющих вид одномерных и двумерных матриц. Для обработки визуализации данных этого продукта был написан программный код на языке MATLAB (The MathWorks, Inc.).

Для каждого из отобранных случаев были построены разрезы вертикальной структуры слоёв аэрозоля различных типов, в том числе приземного и приподнятого дыма (смога). Пример изображения вертикального разреза представлен на рисунке 1. Согласно рисунку 1 над пунктом наблюдения отмечается прохождения приподнятого смога на высотах 2,5–2,8 км, загрязненной пыли на высотах 1,6–2,3 км, а также загрязненного континентального аэрозоля (смога).

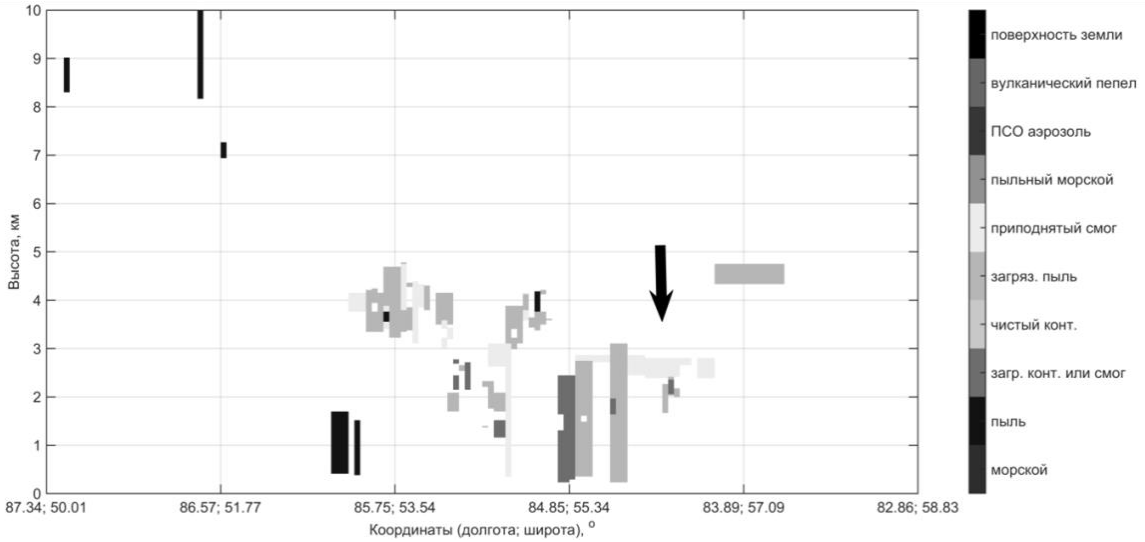


Рисунок 1. Пример вертикального разреза структуры дымового шлейфа.

Далее для исследуемых случаев были построены графики градиента потенциала электрического поля (∇φ), измеряемого на геофизической обсерватории ИМКЭС СО РАН (г. Томск, Академгородок) и рассчитаны средние значения ∇φ за дневной период (6:00–18:00 по местному времени).

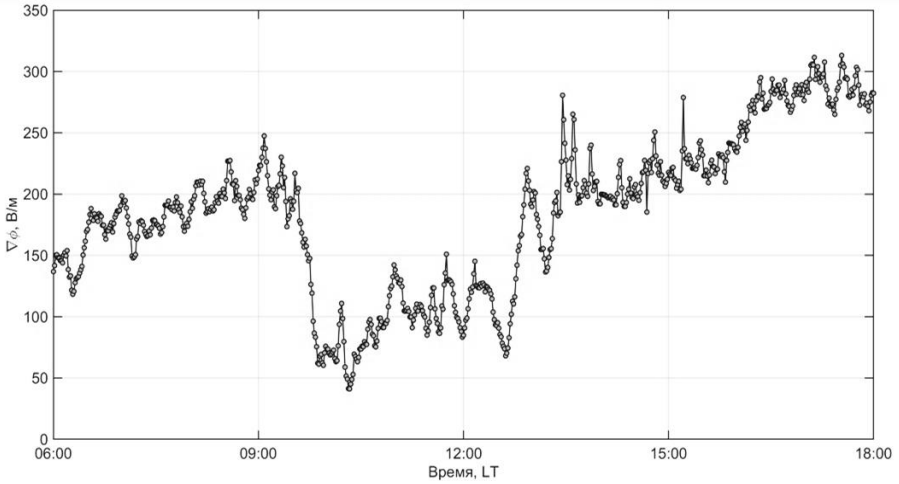


Рисунок 2. Пример вариаций ∇φ при прохождении дымового шлейфа.

На рисунке 2 представлен пример вариаций градиента потенциала электрического поля при прохождении дымового шлейфа над г. Томском, вертикальная структура которого представлена на рисунке 1. Согласно этому рисунку, в целом за дневной период среднее значение для градиента потенциала электрического поля составляет 185 В/м, что в ~1,2 раза ниже среднего значения в невозмущенных условиях для г. Томска. При этом в период с 9 до 13 часов местного времени, отмечается резкое понижение значений ∇φ вплоть до ~50 В/м, что в более чем 4 раза ниже невозмущенных значений ∇φ для г. Томска.

На основе проведенного исследования были оценены некоторые характеристики дымовых шлейфов от лесных пожаров проходящих над г. Томском: аэрозольного индекса (AI), подтипа аэрозоля, высот нижней ($H_{н.г.}$) и верхней ($H_{в.г.}$) границ аэрозольных слоёв. Кроме того, рассчитаны средние значения градиента потенциала приземного электрического поля при прохождении дымовых шлейфов. Проведён статистический анализ этих величин (Табл. 1).

Таблица 1. Основные статистические характеристики значений ∇φ, наблюдаемых при прохождении дымовых шлейфов в г. Томске

	Среднее	Среднеквадратическое отклонение	Минимальное	Максимальное
∇φ, В/м	147	145	–231	434
AI	1,64	1,36	0,22	≥5
$H_{в.г.}$, км	3,27	1,48	1.20	6,30
$H_{н.г.}$, км	1,38	1,51	0,20	5,40

Согласно таблице 1, среднее значение *AI* для отобранных случаев составляет 1,6 условных единиц и, в целом, изменяются от 0,2 до 5 и более. Дымовые шлейфы, в целом, распространяются на высотах от 0,2 до 6,3 км. При этом средние значения высот составляют 1,4–3,3 км. Средние значения градиента потенциала электрического поля при прохождении дымовых шлейфов в 1,5 раза ниже средних значений ∇φ, характерных для невозмущённых условий в г. Томске (220 В/м).

При этом модальные значения ∇φ (Рис. 3) при прохождении дымовых шлейфов в ~2 раза ниже средних значений в невозмущённых условиях. Кроме того, согласно рисунку 3, имеется значительная повторяемость околонулевых и даже отрицательных значений ∇φ в рассматриваемых условиях.

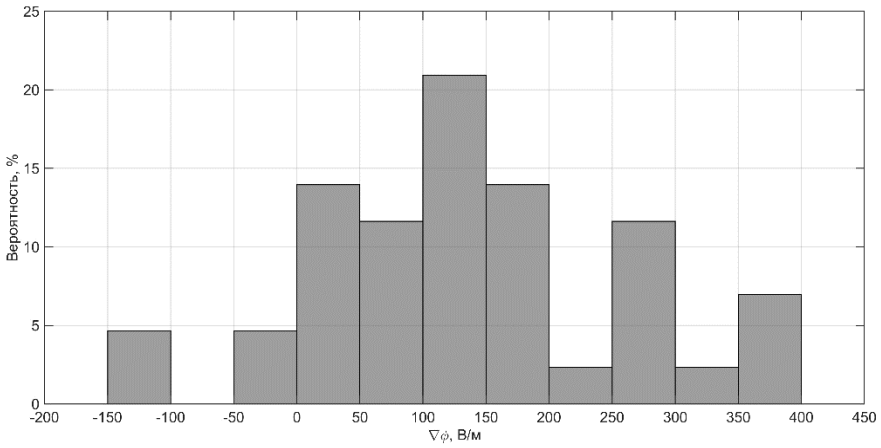


Рисунок 3. Распределение значений ∇φ при прохождении дымового шлейфа от лесных пожаров над г. Томском.

Анализ связи градиента потенциала электрического поля с характеристиками дымовых шлейфов (Рис. 4) показал, что при увеличении значений *AI*, то есть при увеличении оптической плотности дымового шлейфа, отмечается уменьшение значений ∇φ (Рис. 4*а*). Кроме того, при понижении значений $H_{нг}$ и $H_{вг}$ в целом, регистрируется падение значений ∇φ (Рис. 4*б,в*).

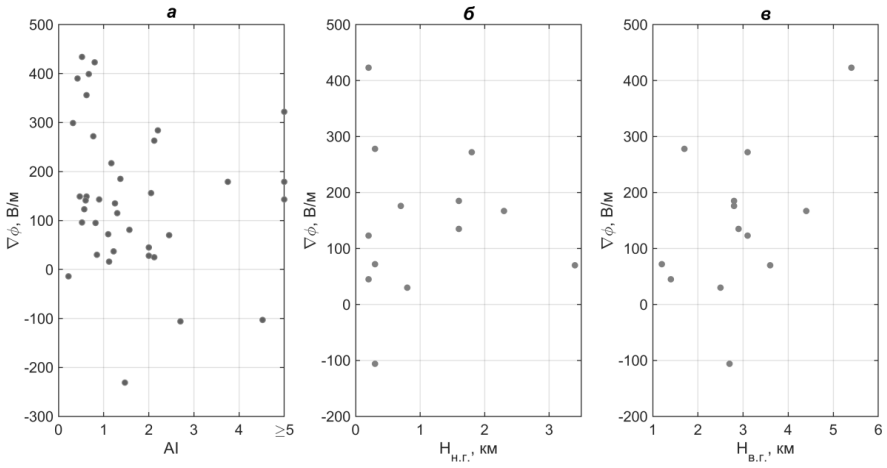


Рисунок 4. Зависимости значений ∇φ от *AI*(*а*), $H_{нг}$(*б*), $H_{вг}$(*в*).

В результате выполнения работы были получены следующие основные результаты:

– значения *AI* для отобранных случаев, в целом, изменяются от 0,2 до 5 и более условных единиц и в среднем равны 1,6;

– дымовые шлейфы распространяются на высотах от 0,2 до 6,3 км (средние высоты составляют 1,4÷3,3 км);

– средние значения градиента потенциала электрического поля при прохождении дымовых шлейфов от лесных пожаров в ~1,5 раза ниже аналогичных значений для невозмущённых условий;

– модальные (чаще всего встречающиеся) значения ∇φ при прохождении дымовых шлейфов в ~2 раза ниже средних значений в невозмущённых условиях;

– при увеличении оптической плотности дымового шлейфа, отмечается уменьшение значений градиента потенциала электрического поля;

– при понижении высоты аэрозольных слоёв (дыма), в целом, регистрируется падение значений приземного электрического поля.

Работа выполнена при поддержке госбюджетной темы (№ 121031300154-1).

1. Bennett A.J., Harrison R.G. Atmospheric Electricity in Different Weather conditions // Weather. 2007. V. 62. P. 277–283.

2. Попов И. Б. Статистические оценки влияния различных метеорологических явлений на градиент электрического потенциала атмосферы // Труды ГГО. 2008. № 558. С. 152–161.

3. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Панченко М.В., Ипполитов И.И. Электрооптические связи в атмосфере в условиях дымового смога // Оптика атмосферы и океана. 2006. Т. 19, № 10. С. 861–864.

4. Ипполитов И.И., Кабанов М.В., Нагорский П.М., Пхалагов Ю.А., Смирнов С.В. Суточные вариации напряженности электрического поля в дымах от лесных пожаров // Доклады Академии наук. 2013. Т. 453, № 2. С. 207–210.

5. Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели) / под ред. Седунова Ю.С. и др. Л: Гидрометеоиздат, 1991. 508 с.

6. Анисимов С.В., Галиченко С.В., Шихова Н.М., Афиногенов К.В. Электричество конвективного атмосферного пограничного слоя: натурные наблюдения и численное моделирование // Известия российской академии наук. Физика атмосферы и океана. 2014. Т. 50, 4. С. 445–454.

7. Донченко В.А., Кабанов М.В., Кауль Б.В., Нагорский П.М., Самохвалов И.В. Электрооптические явления в атмосфере. Томск: Изд-во НТЛ, 2015. 316 с.

8. Морозов В.Н. Экспериментальные и теоретические исследования влияния аэрозольных частиц субмикронного диапазона на электрическую проводимость воздуха и

напряженность электрического поля атмосферы (обзор) // Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И. Воейкова. 2015. № 577. С. 47–64.

9. EOSDIS Worldview [Электронный ресурс]. URL: https://worldview.earthdata.nasa.gov/ (дата обращения: 02.02.2021 г.).

10. Atmospheric Science Data Center: [Электронный ресурс]. URL: https://asdc.larc.nasa.gov (дата обращения 25.04.2021 г.).

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ СОЕДИНЕНИЙ СЕРЫ НА ТЕРРИТОРИИ ЕВРОПЫ В НАЧАЛЕ XXI ВЕКА

Гизатуллин Р.Д., Елисеев А.В., Переведенцев Ю.П.
Казанский (Приволжский) федеральный университет, gnrustam@gmail.com

По данным химического реанализа EMEP MSC-W (European Program for Evaluation and Monitoring, Meteorological Synthesizing Center-West) проанализирована пространственно-временная изменчивость содержания диоксида серы и сульфатных аэрозолей для региона Европы в 2000-2015 гг.

В годовом ходе наибольшее среднее по пространству значение концентрации SO_2 (SO_4) отмечается в январе и составляет 1.4 мкг/м^3 (0,81 мкг/м^3), а наименьшее в июле (апреле) 0.61 мкг/м^3. (0,55 мкг/м^3).

Пространственное распределение концентраций соединений серы крайне неоднородно и указывает на естественные и антропогенные источники этих веществ, а также на влияние метеорологического состояния атмосферы на химические преобразования серы в атмосфере.

В регионах сильного загрязнения атмосферы соединениями серы (для концентраций SO_2 и SO_4, превышающих 1,5 мкг/м^3) в большей части толщи приземного пограничного слоя справедливо приближенное статистическое соотношение $q_{SO4} / q_{SO2} = k\ q_v$ с $k \approx 0{,}2$ кг/г, где q_v – удельная влажность атмосферы (в г(H_2O)/кг(air)). Близость полученного значения k для региона Европы к значению, полученному ранее для юго-восточной Азии, говорит о достаточно широкой применимости этого соотношения.

ВЛИЯНИЕ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ НА КОНЦЕНТРАЦИИ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ В АТМОСФЕРЕ ГОРОДА МИНСКА

Дайнеко Д.А., Гледко Ю.А.
Белорусский Государственный университет, факультет географии и геоинформатики
(г. Минск, р. Беларусь), daria_1996.25@mail.ru, gledko74@mail.ru

Одной из главных проблем современности уже многие годы является проблема загрязнения атмосферы. Наиболее значительные изменения качества атмосферного воздуха наблюдаются в крупных городах. Пространственная и временная изменчивость загрязнения воздуха в местах интенсивного антропогенного воздействия подвергается влиянию метеорологических условий региона, источников выбросов, топографических особенностей местности [2]. Ведущую роль среди этих факторов играют метеорологические параметры, обусловливая более 70% изменчивости примесей, находящихся в воздухе промышленных мегаполисов [1].

В работе использовались данные среднемесячных и максимально-разовых концентраций основных (твёрдые частицы (ТЧ), диоксид азота, оксид углерода) и специфических (аммиак, фенол, формальдегид) загрязняющих веществ (ЗВ), скорость и направление ветра, среднемесячные, максимальные и минимальные значения температур воздуха, среднемесячное суммарное количество осадков и общая облачность за период 2015-2019 гг. в г. Минске. Данные для исследования предоставлены Государственным учреждением «Республиканский центр по гидрометеорологии, контролю радиоактивного загрязнения и мониторингу окружающей среды». Проведено статистическое исследование с использованием метода корреляционного анализа, построены карты превышений ПДКмр концентраций загрязняющих веществ с помощью программы ArcGIS.

Главным фактором, влияющим на распространение примесей в атмосфере, является ветровой режим [6]. При проектировании размещения промышленных предприятий и жилых кварталов учитывается повторяемость различных направлений ветра (роза ветров), особенно со стороны предприятий, и расстояние до предприятия. Необходимо принимать во внимание не только направление, но и скорость ветра. Выбросы низких и неорганизованных источников скапливаются в приземном слое при слабых ветрах. При выбросах от промышленных предприятий с высотными трубами значительные концентрации примесей у земли создаются при так называемой опасной скорости ветра. Из высоких труб воздушная смесь (факел) выходит с определенной скоростью. Если эта смесь имеет более высокую температуру, чем окружающий воздух, она поднимается вверх, и вредные примеси уносятся в верхние слои атмосферы. При слабых ветрах подъем факела увеличивается, и примеси почти не достигают земли. При сильных ветрах наблюдается перенос примесей на значительные расстояния от места выброса. Но имеется некоторая промежуточная скорость ветра, при которой факел опускается к земле (наблюдается эффект «задымления») и в приземном слое формируется наибольший уровень загрязнения. Эта скорость и называется «опасной». Ее значение зависит от высоты, скорости и температуры выбросов из источника (например, для тепловых электростанций она равна 4-6 м/с) [4].

При ослаблении ветра до штиля происходит подъем перегретых выбросов от отдельных высоких источников в верхние слои атмосферы, где они рассеиваются. Однако если при этих условиях наблюдается инверсия (повышение температуры с высотой), то она образует «потолок», препятствующий подъему выбросов. Тогда концентрация примеси в приземном слое будет резко возрастать [1].

В тёплую половину года в Минске ветер чаще всего северо-западный и западный. Для зимних месяцев характерны ветры юго-западной части горизонта. Они встречаются в 3-4 раза чаще северных румбов. Восточное направление у ветров встречается значительно реже. Ветер,

как правило, умеренный и слабый со скоростью несколько метров в секунду (1-3 м/с). В летние месяцы увеличивается повторяемость малых скоростей ветра и резко уменьшается число случаев с большой скоростью. Повторяемость в Минске скорости ветра 0-1 м/с увеличивается от 10-16% в зимнее время и до 25-32% в летнее. В тёплое полугодие наибольшая повторяемость приходится на скорости 2-3 м/с. Значительную роль в скоростном режиме ветра играет городская агломерация. Наличие максимумов ветра всегда благоприятно сказывается на качестве атмосферного воздуха, и способствует понижению уровня загрязнения воздуха [5].

С учетом розы ветров самые экологически благополучные зоны в г. Минске крайние западные и крайние юго-западные районы, за исключением той части, которая подпадает под воздействие ТЭЦ-4. Также к чистым районам относится крайний северо-запад – микрорайоны Дрозды и Веснянка. Под неблагоприятное воздействие розы ветров попадает центр города с плотной малоэтажной застройкой. Там загрязненный воздух застаивается, в отличие от широких проспектов, обеспечивающих вентилирование города [3].

Корреляционный анализ показал связь содержания в атмосферном воздухе всех рассматриваемых загрязняющих веществ с режимом ветра.

Атмосферные осадки приводят к значительному очищению воздуха. Однако, при их выпадении загрязняющие вещества снова возвращается на земную поверхность, поэтому их роль считается неоднозначной. Большое значение в этом процессе играет их интенсивность, количество и вид (дождь или снег). Ливневые осадки, как правило, больше способствуют очищению, чем обложные [2].

По количеству выпадающих осадков Минск относится к зоне достаточного увлажнения. Месячные суммы имеют чётко выраженный годовой ход с минимумом в феврале и максимумом в июле.

В ходе анализа была выявлена высокая зависимость содержания твёрдых частиц в атмосферном воздухе от наличия осадков. Концентрация ТЧ в атмосферном воздухе повышается в конце зимнего–начале весеннего периода, когда наблюдается минимум осадков (рисунок 1).

Большое влияние на содержание загрязняющих веществ в атмосфере оказывает температура воздуха. В теплый период года (май-сентябрь) скорость фотохимических реакций существенно возрастает, что приводит к образованию вторичных загрязняющих веществ. В холодный период года (октябрь-апрель) в зависимости от температуры окружающей среды варьируется расход топлива для обогрева помещений, который также способен спровоцировать увеличение содержания загрязняющих веществ в атмосферном воздухе. Самый тёплый месяц в Минске – август, самый холодный – январь. В ряде случаев на температурном режиме сказывается эффект урбанизации: в холодные зимы город становится своеобразным «островом тепла» вследствие интенсивного отопления зданий, а летом городские сооружения и дорожные покрытия, нагреваясь на солнце, могут стать дополнительным источником значительного повышения температуры окружающего воздуха [1].

В результате исследования выявлены сезонные отличия содержания в атмосфере аммиака, фенола, формальдегида, диоксида азота и оксида углерода (рисунок 2-4).

Повышенное содержание аммиака в тёплый период года объясняется его высокой реакционной способностью и характером источников выбросов: с наступлением тёплого периода года начинаются сельскохозяйственные работы, активизируется животноводство, чем объясняется эмиссия NH_3 в атмосферный воздух. Годовое распределение концентраций фенола аналогично распределению аммиака. Диоксид азота выделяется больше обычного с началом отопительных работ при повышенном сжигании топлива. В случае, когда происходит неполное сжигание топлива, повышается уровень содержания оксида углерода в атмосферном воздухе. Формальдегид в атмосферном воздухе измеряется исключительно в летний период (июнь-август), поэтому невозможно проанализировать и дать полную характеристику годового хода распределения CH_2O. Однако даже в летний период обостряется проблема

загрязнения воздуха формальдегидом: повышенный температурный режим воздуха провоцирует активизацию фотохимических процессов, приводящих к его образованию в атмосфере.

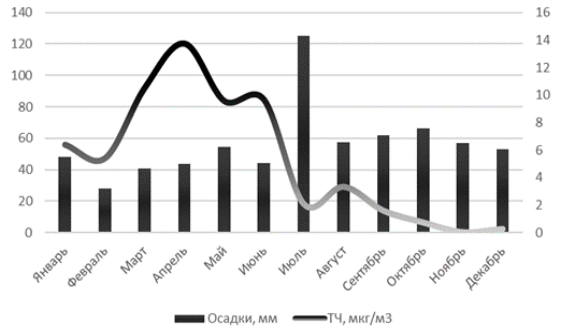


Рисунок 1. Зависимость концентрации ТЧ от осадков в г. Минске

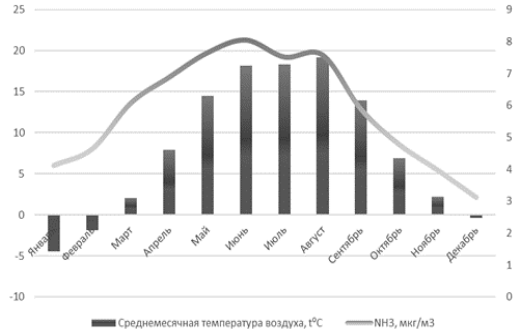


Рисунок 2. Зависимость концентрации аммиака от температуры воздуха в г. Минске

Рисунок 3. Зависимость концентрации фенола от температуры воздуха в г. Минске

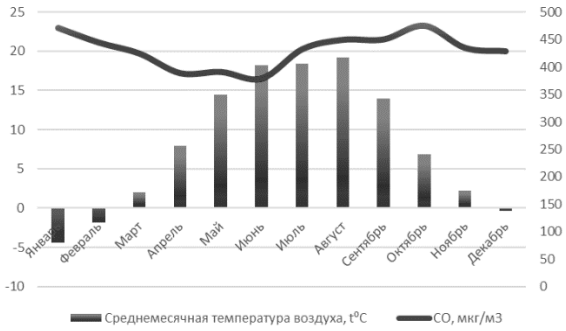


Рисунок 4. Зависимость концентрации оксида углерода от температуры воздуха в г. Минске

Путём сравнения максимально-разовых концентраций, рассматриваемых ЗВ, с ПДКмр за 2015-2019 гг. было выявлено 39 случаев с превышениями ЗВ в различные месяцы. Благодаря имеющейся информации о днях с зафиксированными превышениями и информации о погодных условиях в эти дни можно выявить причину, по которой произошло превышение загрязняющего вещества.

Больше всего случаев с превышением за пятилетний период было выявлено у концентраций твёрдых частиц. В основном погодные условия характеризовались длительным отсутствием осадков и практически отсутствием ветра. Осенью «классическим» периодом с превышением ТЧ является так называемое «бабье лето»: отсутствие осадков, слабый ветер, и повышенный температурный режим, нехарактерный для этого времени года, способствовали накоплению загрязняющих частиц в приземном слое воздуха 21 сентября 2018 г.

Превышения диоксида азота отмечались значительно реже. Все зафиксированные случаи пришлись на отопительный период. Если рассматривать погодные условия в дни с превышениями, то пониженным температурным режимом объясняется лишь 15 января 2016 г. В остальные дни наблюдался слабый ветер в сочетании с приземными инверсиями.

Было отмечено всего два случая с превышениями формальдегида. Погодные условия характеризовалась повышенным температурным режимом (+29..+33ºС) и слабыми скоростями ветра (до 1 м/с).

Зарегистрировано всего по одному случаю с превышением оксида углерода и аммиака. Превышение СО отмечено 2 декабря 2016 г., которое объясняется характером его образования и низкими скоростями ветра. Самым интересным случаем оказалось превышение аммиака. Оно имело место быть 4 мая 2018 г в районе ул. Шабаны. Заводской район достаточно

продолжительное время характеризуется своим «ароматным» воздухом благодаря преобладающему направлению ветра и главным поставщикам загрязняющих веществ в этот район (МАЗ, МТЗ и ТЭЦ-3). Погодные условия в этот день характеризовались повышенным температурным режимом, нехарактерным для данного периода (среднесуточная температура воздуха составила +22,6ºС, максимальная – +30ºС), низкими скоростями ветра (0,6 м/с) и отсутствием осадков. Такое соотношение метеорологических факторов объясняет причину превышения NH_3 по сравнению с ПДКмр (рисунок 5).

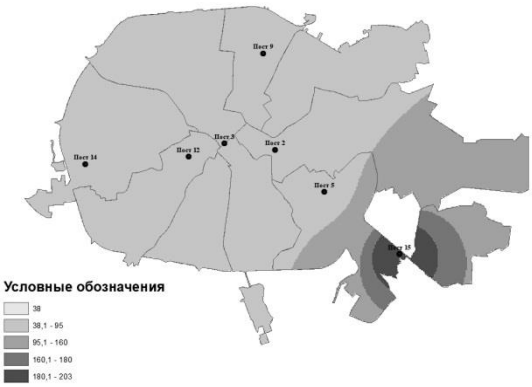


Рисунок 5. Распределение максимально-разовых концентраций аммиака в мае 2018 года в г. Минске, мкг/м^3.

Смоговых ситуаций за исследуемый период отмечено не было.

Таким образом, в результате проведенного анализа было выявлено, что концентрации загрязняющих примесей в атмосфере г. Минска имеют связь с метеорологическими параметрами и в целом зависят от периода года.

1. Брага, Р.И. Влияние метеорологических условий на загрязнение атмосферного воздуха в Саратове осенне-зимний период 2011-2015 гг. / Р.И. Брага. – Саратов, 2017. – 11 с.

2. Крюкова, С.В. Оценка влияния метеорологических параметров на концентрацию загрязняющих веществ в атмосфере Санкт-Петербурга / С.В. Крюкова, Т.Е. Симакина Т.Е. – Санкт-Петербург, 2015. – 8 с.

3. Рышкель, И.В. Оценка состояния атмосферного воздуха города Минска / И.В. Рышкель, О.С. Рышкель, А.Ю. Хацкевич. – Минск, 2016. – 29-33 с.

4. Pacyna, J.M. An assessment of global and regional emissions of trace metals to the atmosphere from anthropogenic sources worldwide / J.M. Pacyna, E.G. Pacyna. – Канада, 2001. – 15-17 с.

5. Архив погоды в Минске [Электронный ресурс]. – Режим доступа: https://world-weather.ru/archive/belarus/minsk/. – Дата доступа: 15.01.2021.

6. Состояние атмосферного воздуха в городах [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://belgidromet.by. – Дата доступа: 15.06.2020.

ВАРИАБЕЛЬНОСТЬ КОНЦЕНТРАЦИЙ ОРГАНИЧЕСКОГО, ЭЛЕМЕНТНОГО И ИЗОТОПНОГО СОСТАВА УГЛЕРОДА В АТМОСФЕРНЫХ АЭРОЗОЛЯХ АРКТИЧЕСКОГО РЕГИОНА, ОТОБРАННЫХ В МОРСКИХ ЭКСПЕДИЦИЯХ 2018-2020 ГГ.

Калашникова Д.А.[1], Попова С.А.[2], Макаров В.И.[2], Симонова Г.В.[1], Зенкова П.Н.[3], Почуфаров А.О.[3]

[1]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск), terrezaprk@mail.ru

[2]Институт химической кинетики и горения им. В.В. Вернадского (г. Новосибирск), popova@kinetics.nsc.ru

[3]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН (г. Томск), poa216@iao.ru

Углеродсодержащие атмосферные аэрозоли оказывают значительное влияние на изменение климата особенно в Арктической зоне, где наблюдаются самые большие изменения природной среды. В связи с разнообразием источников происхождения атмосферного аэрозоля как природных, так и антропогенных, существует значительный интерес к исследованию концентраций органического, элементного и изотопного состава углерода, содержащегося в атмосферном аэрозоле с целью уменьшения неопределенности, связанной с источниками выбросов сажевого углерода и атмосферным переносом аэрозолей на большие расстояния [1].

Цель исследования заключалась в определении органического (ОС), элементного (ЕС) углерода и изотопного состава углерода ($\delta^{13}C$), содержащегося в атмосферных аэрозолях, отобранных в ходе морских экспедиций (рис. 1) на маршруте от Балтийского до Баренцева морей в 71-м (25 июня – 14 августа 2018 г.), 80-м (31 июля – 24 августа 2020 г.) рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш» и на дрейфующей научно-исследовательской станции «Северный полюс–2019» на базе НЭС «Академик Трёшников» (6 – 27 апреля 2019 г.), для выявления возможных причин изменчивости изотопного состава углерода, отношения концентраций ОС и ЕС, а также их связей с источниками поступления сажевого углерода в атмосферу.

Рисунок 1. Маршруты 71-го (черная линия), 80-го (белая линия) рейсов НИС «Академик Мстислав Келдыш» и рейса НЭС «Академик Трешников» (серая линия).

Измерение реальных характеристик аэрозоля обеспечивалось отбором проб аэрозоля на борту судна на стекловолоконные фильтры (время экспонирования от 2 до 3 суток), с использованием вихревой воздуходувки. С помощью модели HYSPLIT [2] для каждой пробы

рассчитывались обратные траектории движения воздушных масс. Изотопный состав углерода определялся в ИМКЭС СО РАН методом изотопной масс-спектрометрии с помощью изотопного масс-спектрометра DELTA V Advantage и элементного анализатора Flash 2000 (Thermo Fisher Scientific), предоставленных центром коллективного пользования ТомЦКП СО РАН. Концентрации органического и элементного углерода в аэрозолях определялись методом реакционной газовой хроматографии в ИХКГ СО РАН [3].

Изотопный состав углерода атмосферного аэрозоля.

В таблице 1 представлены вариации изотопного состава углерода в аэрозольных пробах, отобранных в 71-м, 80-м рейсах НИС «Академик Мстислав Келдыш» и маршруте следования рейса НЭС «Академик Трешников».

Таблица 1. Вариации изотопного состава углерода в атмосферном аэрозоле.

71-й рейс «Академик Мстислав Келдыш»		Рейс НЭС «Академик Трешников»		80-й рейс «Академик Мстислав Келдыш»	
Дата отбора	$\delta^{13}C$, ‰	Дата отбора	$\delta^{13}C$, ‰	Дата отбора	$\delta^{13}C$, ‰
24.06-27.06.2018	–27,1	06-08.04.2019	–28,4	01-02.08.2020	–28,2
27.06-30.06.2018	–27,6	08-10.04.2019	–28,0	03-04.08.2020	–28,8
30.06-06.07.2018	–26,8	10-12.04.2019	–27,6	05-06.08.2020	–29,0
06.07-12.07.2018	–26,9	12-15.04.2019	–27,3	08-12.08.2020	–29,1
12.07-15.07.2018	–27,4	15-17.04.2019	–28,1	13-15.08.2020	–28,3
15.07-21.07.2018	–27,0	17-10.04.2019	–27,7	16-18.08.2020	–28,5
21.07-27.07.2018	–27,0	19-21.04.2019	–28,1	19-21.08.2020	–28,7
27.07-30.07.2018	–28,1	21-22.04.2019	–26,7	21-23.08.2020	–28,2
31.07-03.08.2018	–27,5	27-28.04.2019	–28,9	23.08.2020	–28,3
04.08-06.08.2018	–27,1				
06.08-10.08.2018	–27,6				
Среднее значение	–27,3±0,4	Среднее значение	–27,9±0,6	Среднее значение	–28,6±0,3

Для 80-го рейса весь диапазон вариаций значения величины $\delta^{13}C$ (–29,1…–28,2‰) соответствует легкому изотопному составу, который образуется при сгорании нефтепродуктов и газа [4]. Преобладающим источником сажевого аэрозоля являлся морской транспорт и сжигание попутного газа на нефтегазовых платформах в шельфовых зонах Северного и Норвежского морей. Незначительное приближение к тяжелому изотопному составу наблюдалось только 1–2 и 21–23 августа — одновременно с максимумами концентраций сажи (табл. 2). Согласно обратным траекториям движения воздушных масс рост величины $\delta^{13}C$ в этих случаях происходил из-за повышенного континентального воздействия: вынос дымов с юга Восточной Европы и близость урбанизированных территорий в проливах Скагеррак/Каттегат. Среднее значение величины $\delta^{13}C$ в 80-м рейсе оказалось на 1,3‰ ниже, чем в 71-м рейсе [5]. Для 71-го рейса низкое значение величины $\delta^{13}C$ ($\delta^{13}C$= –26,8‰) зафиксировано только у берегов Исландии вблизи г. Рейкьявик, что свидетельствует о преобладании в атмосферном аэрозоле сажевого углерода, источником которого являются продукты нефтепереработки. Более высокие значения изотопного состава углерода ($\delta^{13}C$= –26,8/–27‰) зафиксированы ближе к берегам Гренландии. Анализ обратных траекторий воздушных масс показал, что в этот период осуществлялся вынос дымов лесных пожаров из Канады. Данные выводы подтверждаются выявленными соотношениями концентраций OC и EC. Самое низкое соотношение OC/EC=1,5 было получено вблизи порта Рейкьявик, а наиболее высокие (до 16) – южнее Гренландии.

Вариации величины $\delta^{13}C$ аэрозоля, отобранного в рейсе НЭС «Академик Трёшников» составили 2,2‰ (от –26,7 до –28,9‰), среднее значение равно –27,9±0,6‰, что свидетельствует о преобладании сажевого углерода, источником которого являются продукты нефтепереработки. В период дрейфа НЭС «Академик Трёшников» велось ежедневное наблюдение за состоянием льдов с вертолета, топливом которого является авиационный керосин. Максимальное значение ($\delta^{13}C$ = –26,7‰), по-видимому, носит локальный характер,

т.к. согласно обратным траекториям перемещения воздушных масс и карты ветров переноса аэрозоля с континента в этот район не обнаружено.

Концентрации органического и элементного углерода в атмосферном аэрозоле.

В таблице 2 представлены концентрации ОС и ЕС, определенные в аэрозольных пробах на маршруте 3-х экспедиций. Для 80-го рейса во временном ходе ОС выделяются три периода высоких концентраций: в начале экспедиции (Балтийское и Северное моря, юг Норвежского моря), что обусловлено влиянием континента, 16-18 августа в условиях туманной дымки и 22-23 августа во время выноса дымов с юга Восточной Европы. При сравнении данных по 71 и 80 рейсам показано, что концентрации ОС и ЕС над арктическими морями ниже (Норвежское и Баренцево моря), чем над Северным и Балтийским морями, что связано с менее интенсивным судоходством в арктических морях, удаленностью от континентальных источников. В отличие от 80-го рейса, диапазон вариаций и пространственных различий ОС в ходе измерений в 2018 г. оказался незначительным. Средние концентрации ОС в пробах, отобранных над Балтийским и Северным морями, лишь на 16% больше, чем над Северной Атлантикой. По-видимому, основной вклад в отобранные пробы вносил морской аэрозоль, а не континентальные выносы. Тем не менее, континентальное влияние всё же проявляется и его можно проследить по соотношению концентраций ОС/ЕС и изотопного состава. Выявлено, что на атмосферу Северной Атлантики оказывали влияние антропогенные выбросы вблизи берегов Исландии (ОС/ЕС = 1,52) и лесные пожары Канады (ОС/ЕС от 4 до 16).

Таблица 2. Вариации концентраций органического и элементного углерода (нг/м^3) в атмосферном аэрозоле.

71-й рейс «Академик Мстислав Келдыш»			Рейс НЭС «Академик Трешников»			80-й рейс «Академик Мстислав Келдыш»		
Дата отбора	ОС	ЕС	Дата отбора	ОС	ЕС	Дата отбора	ОС	ЕС
24-25.06.18	640	257	06-08.04.19	1374	15	01-03.08.20	2943	93
25-27.06.18	440	105	08-10.04.19	984	22	03-04.08.20	3229	62
27-30.06.18	375	94	10-12.04.19	287	72	05-06.08.20	3975	50
01-03.07.18	383	23	12-15.04.19	181	11	08-10.08.20	697	57
03-06.07.18	469	120	15-17.04.19	322	15	11-15.08.20	281	15
06-12.07.18	745	188	17-19.04.19	364	15	16-18.08.20	1951	45
12-14.07.18	326	40	19-21.04.19	288	22	19-20.08.20	1119	50
14-20.07.18	656	205	21-22.04.19	642	24	20-22.08.20	992	19
21-25.07.18	351	29	27-28.04.19	1248	29	22-23.08.20	3131	36
25-31.07.18	355	233						
01-03.08.18	325	39						
04-06.08.18	615	105						
Среднее значение	473±150	120±83	Среднее значение	632±456	25±19	Среднее значение	2035±1324	47±23

Измерения аэрозоля на дрейфующей станции «Северный полюс-2019» показали, что основную роль в изменчивости характеристик аэрозоля играют не пространственные неоднородности, а синоптические колебания с периодами несколько суток, связанные со сменой воздушных масс. Об этом свидетельствуют данные измерений в удаленном районе дрейфа во льдах: концентрация ЕС менялась от 11 до 72 нг/м^3, ОС – от 181 до 1374 нг/м^3. Во время этой экспедиции, максимум концентрации ЕС наблюдался 10-12 апреля, а у ОС – 6-8 апреля и 27-28 апреля. Несовпадение максимумов ОС и ЕС и отсутствие корреляции в их изменчивости (R=0,13) указывает на разные источники эмиссий ЕС и ОС. Данные обратного траекторного анализа движения воздушных масс не позволили получить однозначный ответ об источниках и различии сроков максимумов концентраций ЕС и ОС. Отметим лишь, что 6-8 и 10-12 апреля дальние переносы воздуха осуществлялись с юга Западной Сибири и юго-востока Европейской части России. В указанных районах в этот период наблюдались

температурные аномалии, свидетельствующие об очагах горения. То есть, источниками эмиссий ЕС и ОС могли быть продукты горения растительности, а также дымы печного отопления и котельных. В период максимума ОС 27-28 апреля воздушные массы выносились с севера Западной Сибири, где расположены крупные нефтегазовые промыслы.

Заключение.

Анализ изотопного состава углерода атмосферных аэрозолей, отобранных в морских экспедициях, показал вариации значений величины $\delta^{13}C$ в 2,4‰. Концентрации ОС и ЕС варьировались от 181 до 3975 нг/м^3 и от 11 до 257 нг/м^3, соответственно. Атмосферный углеродсодержащий аэрозоль Северной Атлантики по маршруту следования 71-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» в среднем, является смесью продуктов горения различных веществ. Влияние природного источника загрязнения атмосферы сажевым углеродом (лесные пожары Канады) зафиксировано в этом рейсе у южного берега Гренландии. В морских экспедициях по маршруту 80-го рейса НИС «Академик Мстислав Келдыш» и на дрейфующей научно-исследовательской станции «Северный полюс–2019» основными источниками антропогенных аэрозольных загрязнений воздуха являются продукты нефтепереработки.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ (грант № 21-77-20025).

1. Stable carbon isotopic ratios and ionic composition of the high-Arctic aerosols: An increase in $\delta^{13}C$ values from winter to spring / M.Narukawa, K. Kawamura, S.-M. Li et al. – Text: electronic // J. Geophys. Res. – 2008. – Vol. 113. – D02312. – DOI:10.1029/2007JD008755.

2. Draxler R.R., Rolph G.D. HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) / NOAA Air Res. Laboratory. – URL: https://www.ready.noaa.gov/HYSPLIT.php (дата обращения: 28.10.2019).

3. Makarov V.I. Daily and seasonal changes of organic and inorganic carbon content in atmospheric aerosol Novosibirsk region / V.I. Makarov, K.P. Koutsenogii, P.K. Koutsenogii // J. Aer. Sci. – 1999. – Vol. 30. –P. S255–S256.

4. Widory D. Combustibles, fuels and their combustion products: A view through carbon isotopes / D. Widory // Combustion Theory and Modelling. – 2006. – Vol. 10, №5. – P. 831-841.

5. Результаты исследований физико-химических характеристик атмосферного аэрозоля в 71-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» / С.М. Сакерин, П.Н. Зенкова, Д.М. Кабанов [и др.]. – Текст: непосредственный // Оптика атмосферы и океана. – 2020. – Т. 33, № 5. – С. 358-367.

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ АТМОСФЕРЫ И КОНЦЕНТРАЦИЙ ЧЕРНОГО УГЛЕРОДА НАД СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКОЙ И МОРЯМИ СЕВЕРНОЙ ЕВРОПЫ ПО ДАННЫМ РЕАНАЛИЗА MERRA-2

Круглинский И.А., Кабанов Д.М., Сакерин С.М.
Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН (г. Томск), iak@iao.ru

Из-за большой синоптической изменчивости характеристик атмосферного аэрозоля, особенности его пространственного распределения и сезонной изменчивости могут быть выявлены только на основе регулярных многолетних рядов наблюдений. Наименее изученными являются закономерности изменчивости аэрозоля в атмосфере над океаном, и особенно в высоких широтах, где исследования проводятся только в морских экспедициях в теплый период года. Заметим, что высокоширотные районы океана обеднены собственными источниками аэрозольных эмиссий, но обогащаются выносами континентального аэрозоля различного типа из средних широт. Соответственно, содержание и состав аэрозоля в морской атмосфере определяются двумя факторами: (а) изменчивостью аэрозольных эмиссий в континентальных районах и (б) изменчивостью переносов воздушных масс в направлении океана.

По данным измерений в 21-й экспедиции в работе [1] впервые представлены оценки среднего пространственного распределения концентраций черного углерода для периода июнь-сентябрь над Северной Атлантикой и морями, омывающими Северную Европу. Однако данные экспедиционных измерений не позволяют определить сезонную трансформацию пространственного распределения характеристик аэрозоля в течение всего года. Из-за малочисленности экспедиционных измерений, в исследованиях аэрозоля всё чаще используются данные спутниковых наблюдений в сочетании с модельными расчетами. В частности, в анализе характеристик аэрозоля широкое распространение получили результаты реанализа MERRA-2 [2, 3], которые являются продуктом ассимиляции данных измерений аэрозольной оптической толщи (АОТ) атмосферы (AERONET или спутниковых), моделей метеорологических полей, 3D распределений различных типов аэрозоля и траекторий переноса переносов воздушных масс.

В настоящей работе, с использованием многолетних (2007-2020 гг.) данных реанализа MERRA-2 (https://giovanni.gsfc.nasa.gov), рассматриваются особенности среднего пространственного распределения и сезонной изменчивости в исследуемом районе океана двух характеристик аэрозоля – АОТ на длине волны 0,55 мкм и концентраций черного углерода (M_{BC}) в приземном слое атмосферы.

Наиболее общей закономерностью пространственного распределения АОТ и M_{BC} для всех месяцев является уменьшение средних значений в северном направлении. В пространственном распределении концентраций черного углерода хорошо проявилась следующая закономерность (рис. 1а): в восточном секторе M_{BC} уменьшается в северном направлении, а в западном секторе проявляется спад в северо-западном направлении. Концентрации M_{BC} уменьшаются, по мере удаления от континентов, в 3-30 раз.

Пространственное распределение АОТ атмосферы менее выражено (рис. 1б): диапазон изменчивости, в основном, составляет 0,07 – 0,2. Кроме того, немного большие значения АОТ наблюдается в средней части океана. Проявившееся различие в пространственном распределении двух характеристик аэрозоля, обусловлено тем, что существенный вклад в АОТ вносит аэрозоль, генерируемый с морской поверхности, а основные источники поглощающего аэрозоля (M_{BC}) сосредоточены на территории континентов.

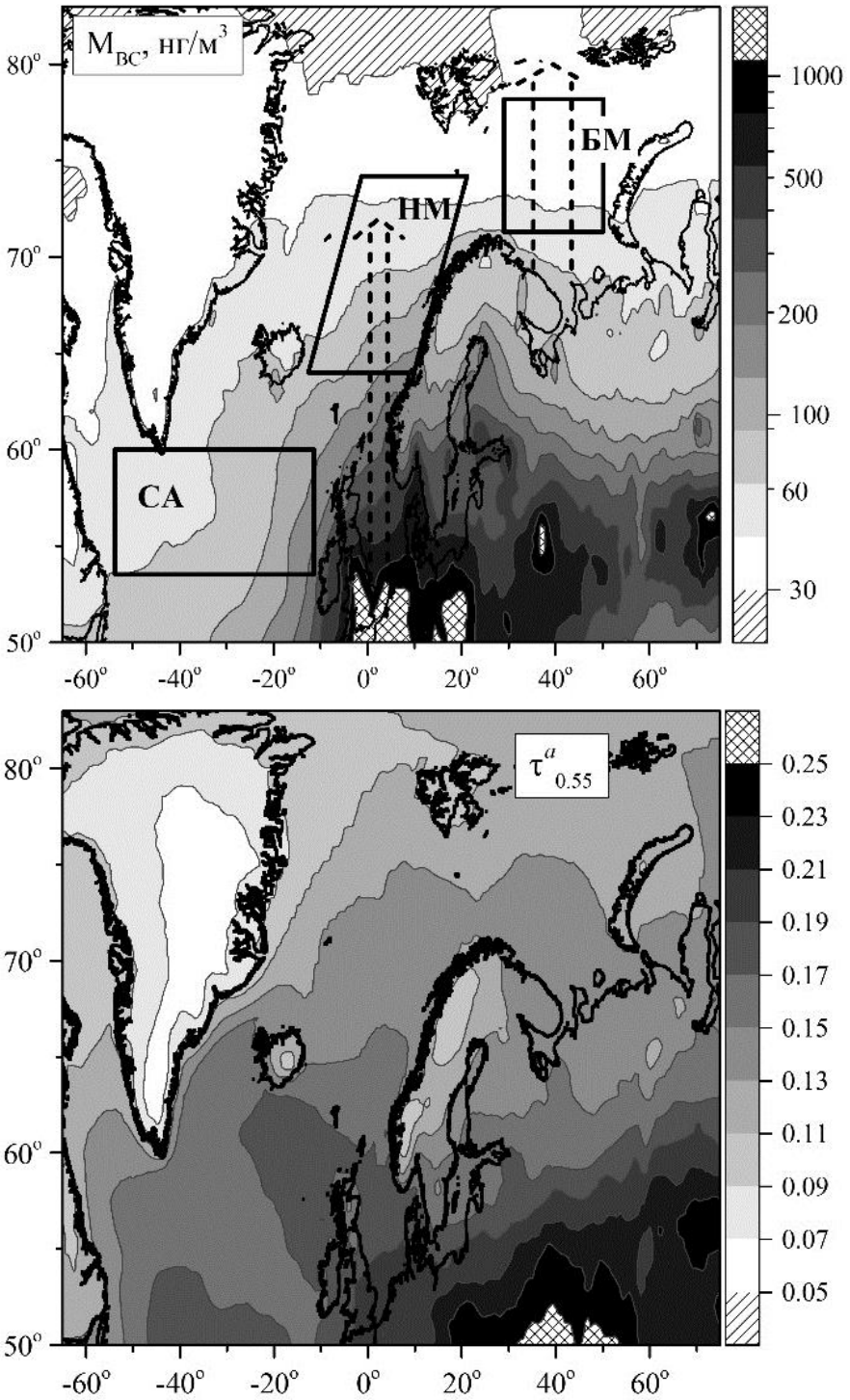


Рисунок 1. Примеры среднего пространственного распределения M_{BC} и АОТ над океаном в апреле 2007–2020 гг. (фигурами СА, НМ, БМ обозначены 3 района анализа сезонной изменчивости, стрелками – направления градиентов широтного изменения).

Для количественной характеристики пространственной изменчивости проанализированы градиенты изменения АОТ и M_{BC} в секторах Северного (на долготе 2,5°в.д.) и Баренцева морей (39,5°в.д.). На рис. 2 приведены примеры широтного изменения концентраций черного углерода для месяцев максимальных, средних и минимальных значений M_{BC}. Расчеты показали, что во все месяцы концентрации M_{BC} экспоненциально уменьшаются с ростом широты или удалением от суши: $M_{BC}(L) = a \cdot \exp(-b \cdot L)$. Показатель экспоненты b·примерно одинаков в разные месяцы. Широтное изменение АОТ имеет более

сложный вид (рис. 3): наряду с общей тенденцией примерно линейного спада, в отдельные месяцы наблюдается максимум в удаленных районах океана.

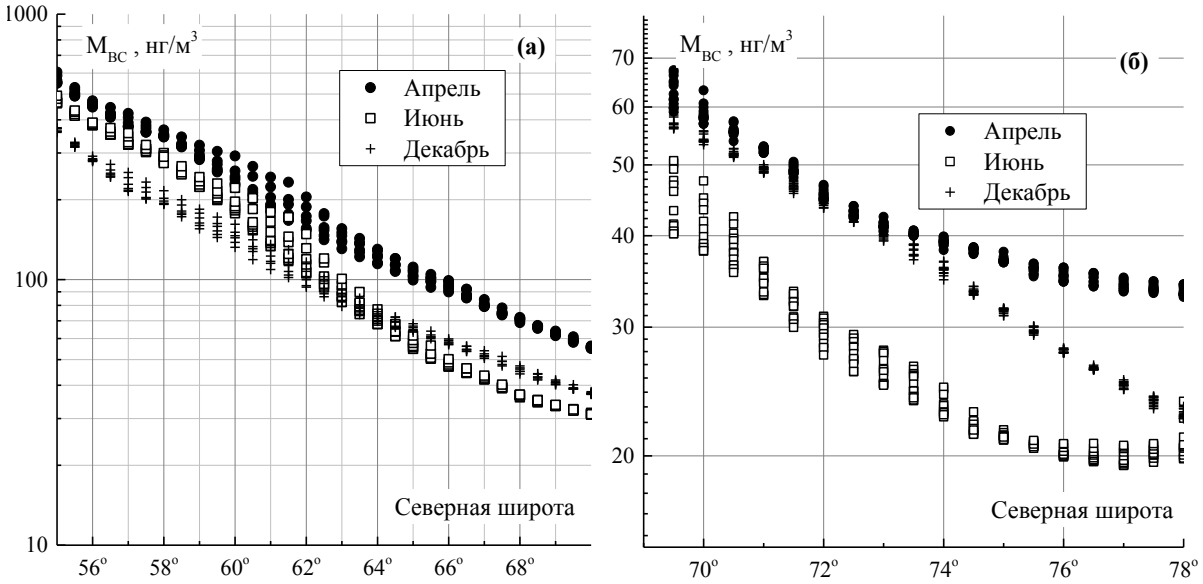


Рисунок 2. Градиенты широтного изменения концентраций черного углерода в секторах Северного (а) и Баренцева (б) морей в периоды максимальных, средних и минимальных значений M_{BC}.

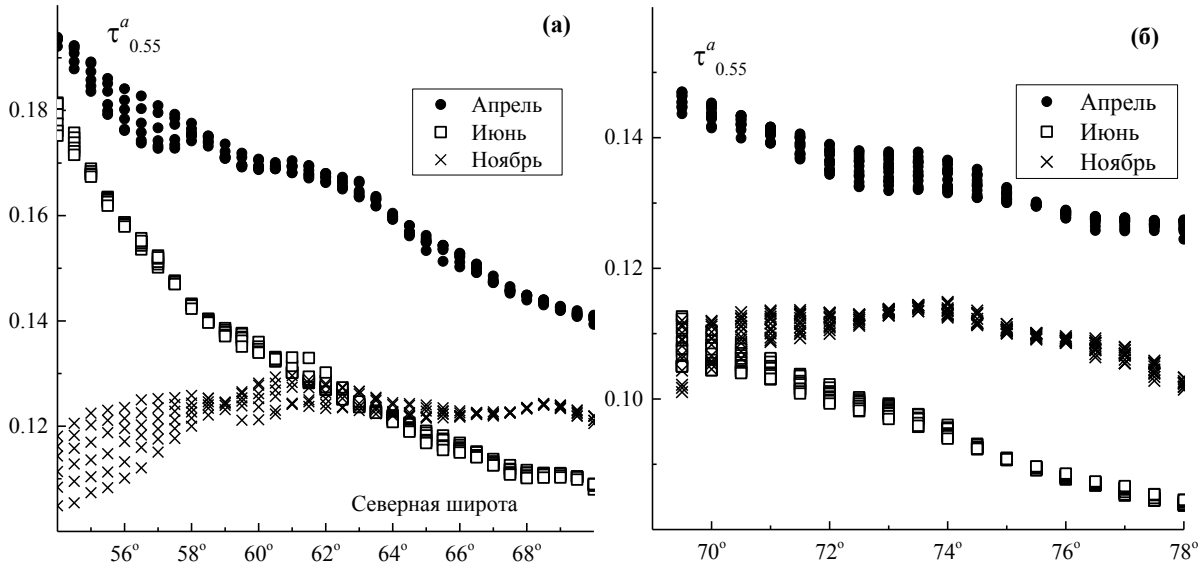


Рисунок 3. Градиенты широтного изменения АОТ атмосферы в секторах Северного (а) и Баренцева (б) морей в периоды максимальных, средних и минимальных значений.

Анализ сезонной изменчивости M_{BC} и АОТ проведен для трех тестовых районов (границы показаны на рис. 1): Северная Атлантика (СА), Норвежское (НМ) и Баренцево (БМ) моря. Сезонный ход АОТ в трех районах одинаков (рис. 4а). Его характерной особенностью является относительно большие значения АОТ (0,13-0,16) с декабря по май и низкий уровень – в теплый период. Кроме того, в теплый период хорошо проявился вторичный максимум АОТ в июле-августе. Самые большие значения АОТ во все месяцы наблюдаются над Северной Атлантикой, минимальные – над Баренцевым морем и промежуточные – над Норвежским морем.

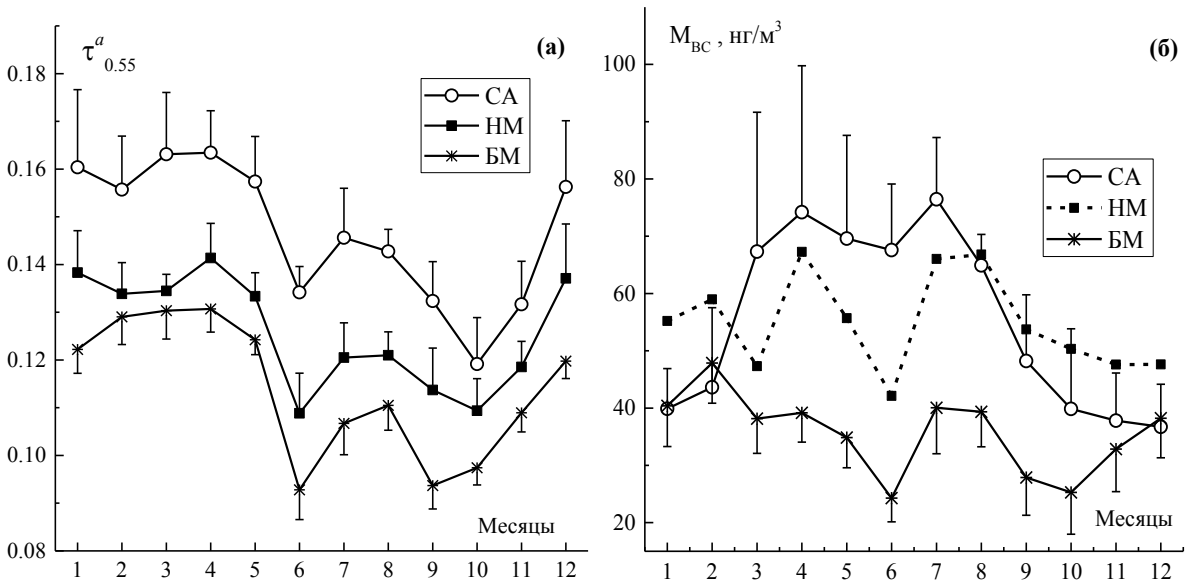


Рисунок 4. Сезонный ход АОТ (а) и M_{BC} (б) в атмосфере Северной Атлантики, Норвежского и Баренцева морей.

Сезонная изменчивость M_{BC} в трех районах имеет отличия. Самым простым и наиболее выраженным является сезонный ход в Северной Атлантике (рис. 4б): высокие значения M_{BC} (67-76 нг/м^3) с марта по август и низкий уровень (около 40 нг/м^3) – в холодный период. Над Норвежским морем тоже прослеживается максимум M_{BC} в теплый период, который прерывается кратковременными минимумами в марте и июне. Сезонный ход M_{BC} над Баренцевым морем характеризуются двумя слабовыраженными максимумами (февраль и июль-август) и двумя минимумами (июнь и октябрь).

Работа выполнялась при финансовой поддержке гранта РНФ № 21-77-20025.

1. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Kopeikin V.M., Kruglinsky I.A., Novigatsky A.N., Pol’kin V.V., Shevchenko V.P., Turchinovich Yu.S. Spatial distribution of black carbon concentrations over the North Atlantic and the seas of Northern Europe // *Атмосфера*, 2021, 12, 949. https://doi.org/10.3390/atmos12080949.

2. Gelaro, R.; McCarty, W.; Suárez, M.J.; Todling, R.; Molod, A.; Takacs, L.; Randles, C.A.; Darmenov, A.; Bosilovich, M.G.; Reichle, R.; Wargan, K.; Coy, L.; Cullather, R.; Draper, C.; Akella, S.; Buchard, V.; Conaty, A.; da Silva, A.M.; Gu, W.; Kim, G.-K.; Koster, R.; Lucchesi, R.; Merkova, D.; Nielsen, J.E.; Partyk, G.; Pawson, S.; Putman, W.; Rienecker, M.; Schubert, S.D.; Sienkiewicz, M.; Zhao, B. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, version 2 (MERRA-2) // *J. Climate*, 2017, 30(14), 5419–5454. DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1.

3. Zhuravleva, T.B.; Artyushina, A.V.; Vinogradova, A.A.; and Voronina, Yu.V. Black carbon in the near-surface atmosphere far away from emission sources: Comparison of measurements and MERRA-2 reanalysis data // *Atmos. Ocean. Opt*. 2020, 33(6), 591–601, DOI: 10.1134/S1024856020060251.

ИНФОРМАЦИОННО-ВЫЧИСЛИТЕЛЬНАЯ СИСТЕМА ДЛЯ МОДЕЛИРОВАНИЯ ШИРОКОПОЛОСНЫХ ПОТОКОВ СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

Насртдинов И.М., Перевезенцев А.И.
Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН (г. Томск), wizard@iao.ru

Численное моделирование процессов переноса радиации в атмосфере является мощным инструментом для решения ряда прямых и обратных задач оптики атмосферы. Несмотря на растущие вычислительные возможности современных компьютеров остаются и появляются задачи, требующие больших затрат компьютерного времени. Трудоемкость расчетов может определяться, в том числе выполнением огромного количества непродолжительных вычислений. Проведение массовых расчетов определяет целесообразность создания программного обеспечения, которое бы обеспечивало удобный интерфейс пользователя, а также хранение и эффективную обработку результатов вычислений.

В настоящей работе представлена информационно-вычислительная система (ИВС) для подготовки, расчета и анализа результатов моделирования потоков солнечного широкополосного излучения в условиях ясного неба, сплошной облачности и задымленной атмосферы. Детальный список функциональных решений информационных задач разрабатываемой научной ИВС следующий:

– подготовка входных данных для программы расчета и сохранение их во «входные» специализированные файлы и директории;

– запуск программ расчета и ожидания результатов ее выполнения в виде «выходных» специализированных файлов и директорий;

– сохранение в каталог-архив «входные» специализированных файлов и директорий для последующей возможной модификации и перезапуска программ расчета;

– сохранение в каталог-архив «выходные» специализированных файлов и директорий (результаты расчета) для последующего просмотра и анализа;

– просмотр результатов в таблице и на графике;

– параллельный запуск и мониторинг нескольких разных расчетов на разных компьютерах совместно разными пользователями;

– сбор «входных» специализированных файлов и директорий расчетов с разных компьютеров в один общий централизованный каталог-архив для последующей возможной модификации и перезапуска расчета любым пользователем;

– сбор «выходных» специализированных файлов и директорий расчетов с разных компьютеров в один общий централизованный каталог-архив для последующего просмотра и анализа любым пользователем.

Графический интерфейс интерактивного взаимодействия клиентской части системы представляет собой две графические вкладки: блок входных данных и блок результатов моделирования. Блок входных данных является формой ввода, содержащей элементы входных данных. К ключевым элементам этой формы относятся: список вариантов расчетов, условия освещенности, оптические характеристики аэрозоля, облачности, газов и подстилающей поверхности. Блок выходных данных является формой вывода, содержащей элементы выбора результатов для просмотра, сравнения и анализа. К ключевым элементам этой формы относятся: список вариантов результатов расчетов, разнообразные параметры табличного отображения, разнообразные параметры графического отображения.

В основе программной реализации описываемой научной ИВС находится клиент-серверная архитектура. С точки зрения интерактивного взаимодействия с пользователем осуществлена реализация клиентского браузерного веб-приложения, которое взаимодействует с веб-сервером посредством стандартных веб-технологий поверх HTTP. Данный компонент ИВС реализован на языке Python 3 с использованием веб-фреймворка

Django и в качестве системы хранения данных реляционной системой управления базами данных MySQL 8. С точки зрения выполнения распределенных расчётов на удаленных вычислительных узлах, взаимодействующих с центральным узлом, координирующим управление вычислениями и хранящим выходные и результирующие данные, клиент-серверная реализация осуществлена посредством технологии gRPC в программной реализации на Python 3.

Реализуемая ИВС была использована при решении задачи, выполняемой в рамках гранта РФФИ № 21-55-15009: количественная оценка радиационного форсинга (РФ) дымового аэрозоля для различных начальных концентраций его органической компоненты (OA) и относительного содержания черного углерода (BC/OA) с использованием боксовой динамической модели, адаптированной для описания атмосферной эволюции OA и BC/OA внутри изолированных шлейфов сибирских пожаров [1].

Для оценки РФ дымового аэрозоля выполнены расчеты широкополосных потоков излучения в фоновой и задымленной атмосфере. Вертикальные профили в интервале 0-35 км и спектральная изменчивость оптических характеристик фонового аэрозоля задавались с использованием представленной в пакете OPAC модели «continental average» [2], которая адекватно описывает типичные оптические характеристики аэрозоля в летних условиях Западной Сибири [3]. При формировании оптических характеристик задымленной атмосферы предполагалось, что дымовой аэрозоль занимает слой 0-1 км. Коэффициенты ослабления, альбедо однократного рассеяния и фактор асимметрии рассчитаны на основе боксовой модели [1]. Расчеты были выполнены для временного интервала 120 часов, трех начальных концентраций органического аэрозоля c0 – 10, 50 и 100 мкг/м^3 (c010, c050, c100) и относительных концентраций BC/OA: 1.5, 3 и 6%. Предполагалось, что отражение от подстилающей поверхности (смешанный лес, [4]) описывается законом Ламберта. Вертикальные профили атмосферных газов были рассчитаны с использованием спектроскопической базы данных HITRAN2012, полагались постоянными во всех рассмотренных ситуациях и соответствовали типичным летним условиям Западной Сибири [3]. Представленные ниже результаты получены при фиксированном зенитном угле Солнца 35°, характерном для полудня 15 июля на широте г. Томска.

На рисунке 1 представлена эволюция оптической толщины $\tau_{0,55}$, а на рисунке 2 примеры расчетов РФ дымового аэрозоля. Во временной эволюции $\tau_{0,55}$ выделяются два этапа: ее увеличение до максимальных значений в первые 7-10 часов (t_{max}) с наиболее интенсивным ростом в первые 40 минут и последующий гораздо более медленный – по сравнению с периодом возрастания – спад (рисунок 1). Так, при c010 величина $\tau_{0,55}$ дымового аэрозоля увеличивается за ~7 часов от 0.057 до 0.48, уменьшаясь в конце рассматриваемого интервала до 0.15, а при c100 в течение первых ~10 часов $\tau_{0,55}$ изменяется от 0.57 до 4.1 с последующим убыванием до 2.5.

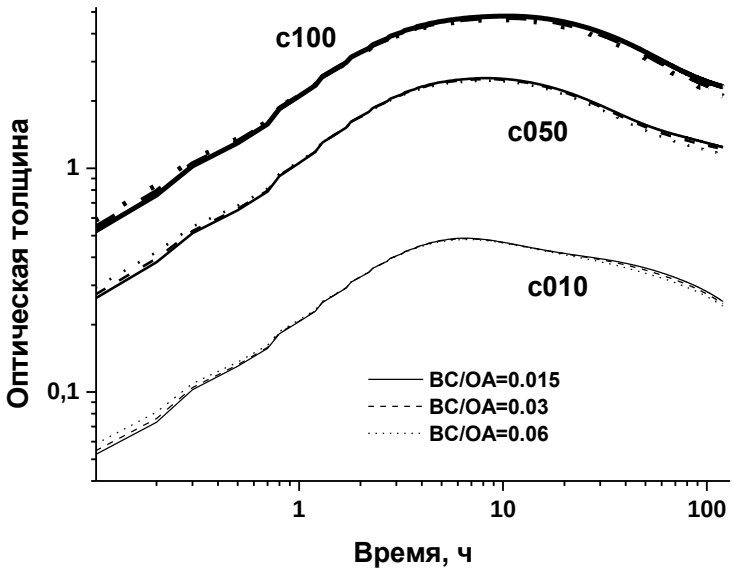


Рисунок 1. Оптическая толщина дымового аэрозоля $\tau_{0,55}$ для различных начальных концентраций ОА и относительного содержания BC/OA.

Из представленных на рисунке 2а результатов следует, что эффект выхолаживания проявляется сильнее на нижней границе атмосферы и увеличивается по мере роста начальной концентрации как на верхней, так и на нижней границах. Временные изменчивости РФ и оптической толщины $\tau_{0,55}$ хорошо согласуются друг с другом: увеличение (уменьшение) $\tau_{0,55}$ влечет за собой уменьшение (увеличение) радиационного форсинга аэрозоля на границах атмосферы.

Приведенные на рисунке 2б расчеты РФ показывают, что увеличение поглощения аэрозольными частицами приводит к уменьшению РФ на НГА и способствуют его увеличению на ВГА. Сопоставление результатов показывает, насколько сильно амплитуда изменчивости РФ зависит от поглощающих свойств аэрозоля. Так, во временном интервале $[0,t_{max}]$ в случае слабо поглощающего аэрозоля (BC/OA=1.5%) значение РФ изменяется в ~4.8 раза (от -32 до -154 Вт/м^2), в то время как при BC/OA=6% РФ уменьшается от -16 до -124 Вт/м^2, т.е. примерно в 7.8 раз.

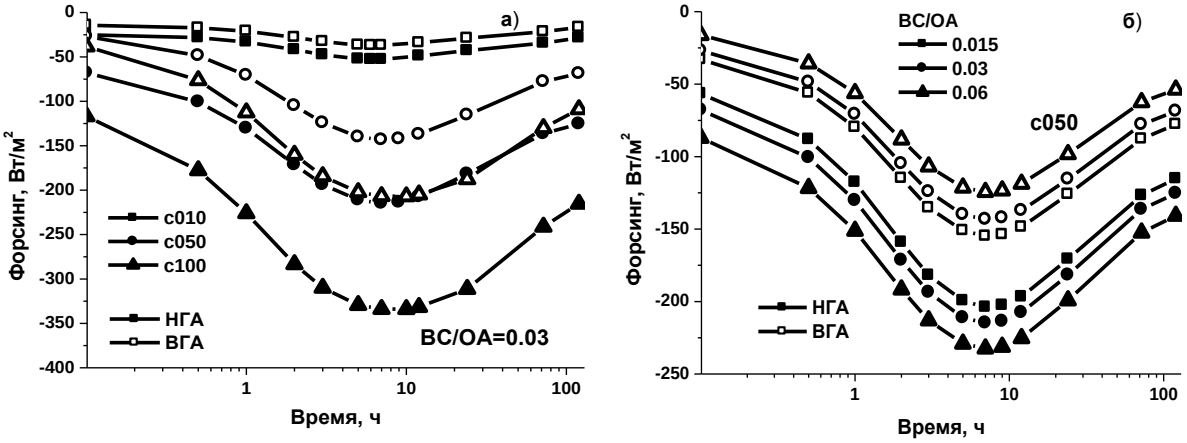


Рисунок 2. Радиационный форсинг аэрозоля на верхней (ВГА) и нижней (НГА) границах атмосферы для различных концентраций ОА при BC/OA=3% (а) и различном относительном содержании BC/OA для c050 (б).

Разработка информационно-вычислительной системы, программно-алгоритмического обеспечения радиационных расчетов выполнена в рамках государственного задания ИОА СО

РАН. Моделирование оптических и радиационных характеристик выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 21-55-15009).

1. Konovalov I.B., Golovushkin N.A., Beekmann M., Andreae M.O. Insights into the aging of biomass burning aerosol from satellite observations and 3D atmospheric modeling: evolution of the aerosol optical properties in Siberian wildfire plumes // Atmos. Chem. Phys. 2021. V. 21. P. 357–392.

2. Hess M., Koepke P., Schult I. Optical properties of aerosols and clouds: The software package OPAC // Bull. Amer. Meteor. Soc. - 1998. - V. 79. - P. 831-844.

3. Panchenko M.V., Zhuravleva T.B., Terpugova S.A., Polkin V.V., Kozlov V.S. An empirical model of optical and radiative characteristics of the tropospheric aerosol over West Siberia in summer. // Atmos. Meas. Tech. 2012. V. 5, №. 7. P. 1513-1527.

4. Hook S.J. ASTER Spectral Library: Johns Hopkins University (JHU) spectral library; Jet Propulsion Laboratory (JPL) spectral library; The United States Geological Survey (USGS-Reston) spectral library. - 1998. Dedicated CD-ROM. Version1.2.

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ХАРАКТЕРИСТИК АЭРОЗОЛЯ НАД ЮЖНЫМ ОКЕАНОМ

Сакерин С.М.[1], Кабанов Д.М.[1], Полькин В.В.[1], Радионов В.Ф.[2], Турчинович Ю.С.[1]
[1]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН (г. Томск), dkab@iao.ru
[2]Арктический и антарктический научно-исследовательский институт (г. Санкт-Петербург)

Атмосфера Южного океана в меньшей степени подвержена влиянию континентального аэрозоля, в том числе дымового и антропогенного, даже в сравнении с морями Арктического региона [1-3]. Ранее, в работах [2, 3], на основе результатов измерений с борта научных судов в Российских антарктических экспедициях (РАЭ) были проанализированы средние пространственные изменения характеристик аэрозоля в зависимости от удаления от суши (Африки, Австралии, Антарктиды). В настоящем сообщении продолжено рассмотрение особенностей пространственно-временной изменчивости характеристик аэрозоля на основе данных, дополненных новыми экспедициями и привлечением результатов спутникового зондирования.

Анализ проводится по данным 51-66 РАЭ (2004÷2021 гг.), полученным в южной части Мирового океана в границах 10°з.д.÷110°в.д. и ниже 45°ю.ш. (рис. 1). В измерениях использовался комплект приборов в составе фотоэлектрического счетчика частиц АЗ-5(10), аэталометра МДА и солнечного фотометра SPM [4]. На основе результатов измерений определялись объемные концентрации мелких (V_f, d = 0.3-1 мкм) и крупных (V_c, d > 1 мкм) частиц, массовая концентрация в аэрозоле поглощающего вещества (сажи, M_{BC}), аэрозольная оптическая толща атмосферы (АОТ) и её мелко- и грубодисперсная компоненты (τ^f, τ^c). Фильтрация выбросов в измерениях (влияние судна и другие факторы) осуществлялась с помощью специально разработанного алгоритма [5]. Объем выборок среднечасовых значений составил: V_f, V_c – 15156, M_{BC} – 11520, АОТ – 2307. Для сопоставления использовались многолетние данные реанализа MERRA-2 [6], полученные в месяцы, когда судно находилось в районе исследований (https://giovanni.gsfc.nasa.gov).

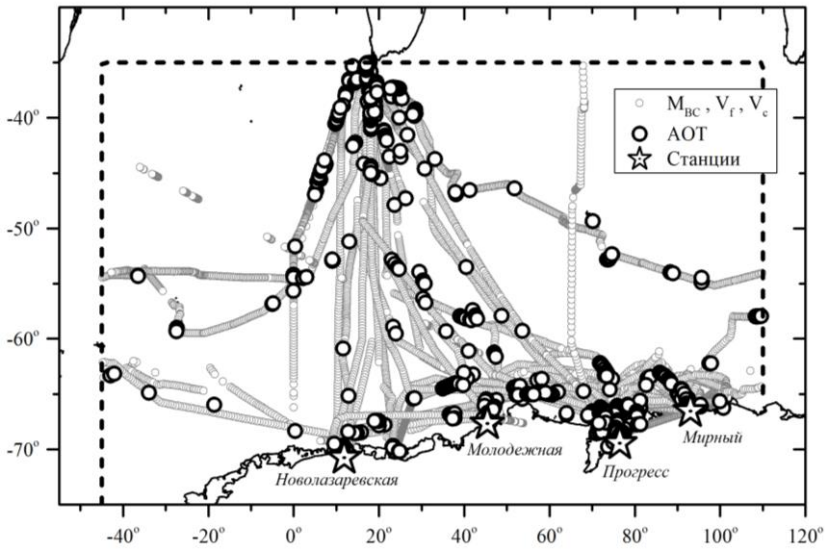


Рисунок 1. Карта измерений характеристик аэрозоля (пунктирная линия – граница анализируемого района).

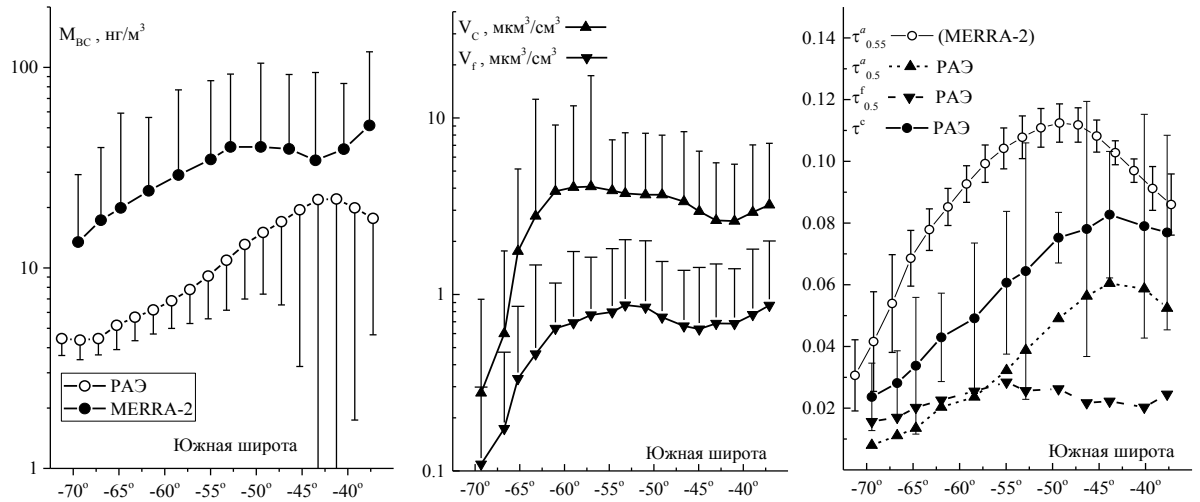


Рисунок 2. Средние широтные зависимости характеристик аэрозоля.

Средние широтные зависимости характеристик аэрозоля представлены на рис. 2. Общей особенностью судовых измерений приземных характеристик (M_{BC}, V_f и V_c) является незначительный спад при отдалении от берегов Африки (до ~43°ю.ш.), затем небольшой рост и, далее, снижение до минимальных значений при приближении к Антарктиде. Уменьшение значений при удалении от Африки в среднем составляет: M_{BC} – около 33%, V_f – 26%, V_c – 20%. Дальнейший рост, связанный с вхождением в зону сильных ветров и волнения моря, составляет: M_{BC} – 17%, V_f – 33%, V_c – 41%. При приближении к берегам Антарктиды спад характеристик составляет: M_{BC} – 66%, V_f – 83%, V_c – 93%.

Из широтного хода АОТ (рис 2) видно, что изменения замутнения толщи атмосферы в этом регионе обусловлены в основном её грубодисперсной составляющей. А именно, рост на 15% при в входе в зону штормов и спад к Антарктиде на 87%. Диапазон изменений $\tau^f_{0.5}$ не превышает 0.012, что сопоставимо с погрешностью определения АОТ.

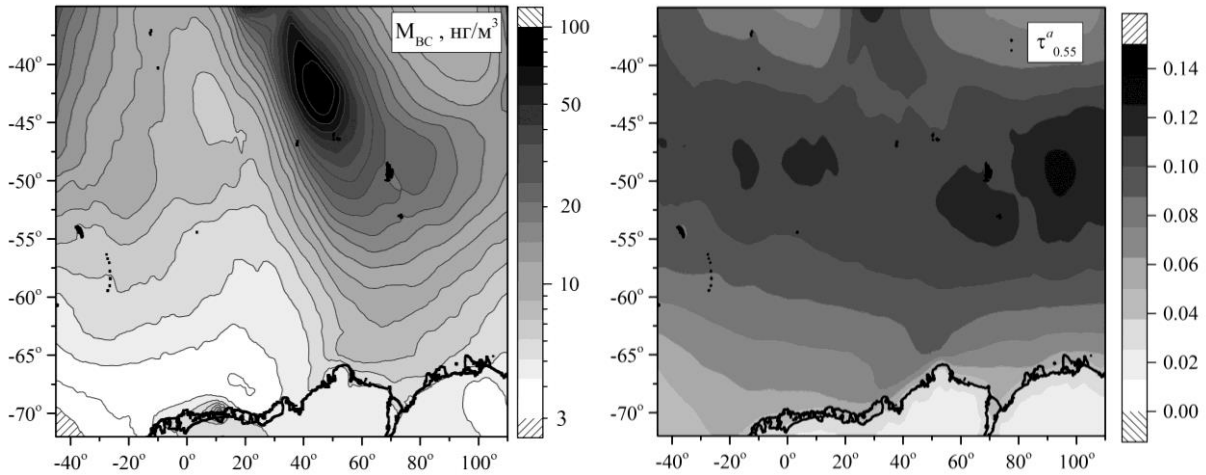


Рисунок 3. Среднее пространственное распределение M_{BC} и АОТ по данным MERRA-2.

При сопоставлении полученных результатов с данными MERRA-2 не будем детально касаться количественных различий, поскольку это является предметом отдельного исследования. Отметим лишь, что в среднем спутниковые значения АОТ превышают судовые на величину 0.03 (59%), а значения M_{BC} ниже судовых на 20 нг/м^3 (65%). Качественно же, широтный ход спутниковых данных имеет общие черты с судовыми измерениями (наличие «максимума» на 45°÷50°ю.ш. и спад в южном направлении). Несовпадение максимумов можно объяснить особенностями пространственного распределения M_{BC} и АОТ (рис. 3.) и прохождением маршрутов РАЭ. Юго-восточнее Африки (30°÷60°в.д., 35°÷45°ю.ш.)

наблюдается область повышенных значений M_{BC} и АОТ, обусловленная, по-видимому континентальными выносами, а маршруты РАЭ проходили как правило западнее или по краю этого района.

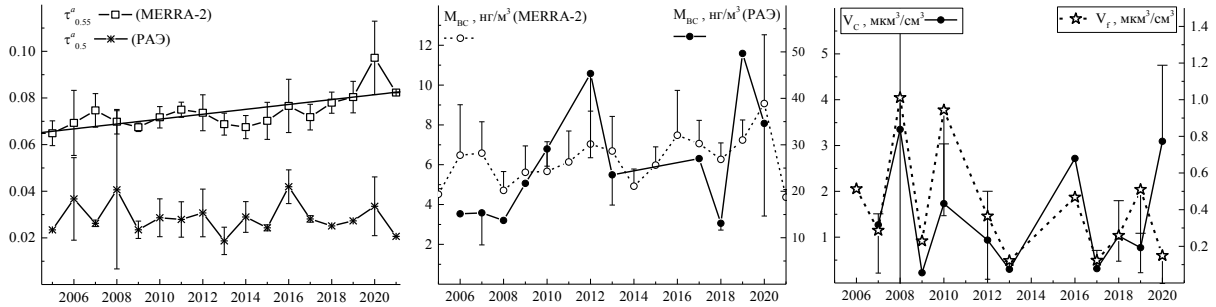


Рисунок 4. Межгодовая изменчивость характеристик аэрозоля в Южном океане по данным судовых измерений и реанализа MERRA-2.

Межгодовая изменчивость характеристик аэрозоля рассматривалась для широт южнее 60°ю.ш., то есть зоны их достаточно низких значений (рис. 2) и более однородного пространственного распределения (рис. 3). Как и следовало ожидать, межгодовая вариабельность массовой концентрации «сажи» в аэрозоле и объемных концентраций аэрозоля в приземном слое атмосферы оказались выше, чем интегрального параметра – АОТ. Среднее значение и коэффициент вариаций M_{BC} по судовым измерениям составили 26.21 нг/м^3 и 0.48, а по спутниковым данным 3.90 и 0.58, соответственно. Те же показатели объемных концентраций аэрозоля – 0.42 мкм/см^3 и 0.72 (для V_f), 2.29 мкм/см^3 и 1.38 (для V_c). Вариабельность АОТ почти в два раза ниже: среднее значение 0.029 и коэффициент вариаций 0.226 (по судовым измерениям), 0.073 и 0.26 (по данным MERRA-2). Отметим, что несмотря на различия средних значений судовых и спутниковых данных, коэффициенты их межгодовых вариаций достаточно близки. К особенности межгодовой изменчивости АОТ по данным MERRA-2 можно отнести тот факт, что с конца 90-х наблюдается статистически значимый (по уровню 0.05) рост $\tau^a_{0.55}$. В среднем увеличение составляет величину 0.01 в десятилетие. Объяснение этого факта, по-видимому, требует отдельного рассмотрения, с учетом того, что по данным антарктических станций сети AERONET (www.gsfc.nasa.gov) подобных трендов АОТ не наблюдается.

Дополнительно был рассмотрен вопрос, обсуждавшийся ранее в работе [3], об изменении концентраций M_{BC}, V_f и V_c при сближении/удалении от островов Южного океана, с учетом того, что данные прошли контроль качества с использованием алгоритма [5]. Расчеты подтвердили сделанные ранее выводы и позволили уточнить количественные характеристики изменчивости. При удалении от островов в трёхсоткилометровой зоне наблюдается статистически значимое уменьшение M_{BC} в среднем на ~4 нг/м^3 на 100 км. Объемная концентрация аэрозоля при удалении от островов, наоборот, возрастает. Увеличение V_f на каждые 100 км в среднем составляет ~0.2 мкм/см^3, а V_c – ~1.4 мкм/см^3. Подобные изменения свидетельствуют о слабости собственных источников аэрозоля на островах в сравнении с морской поверхностью, но большем содержании поглощающего вещества в аэрозоле.

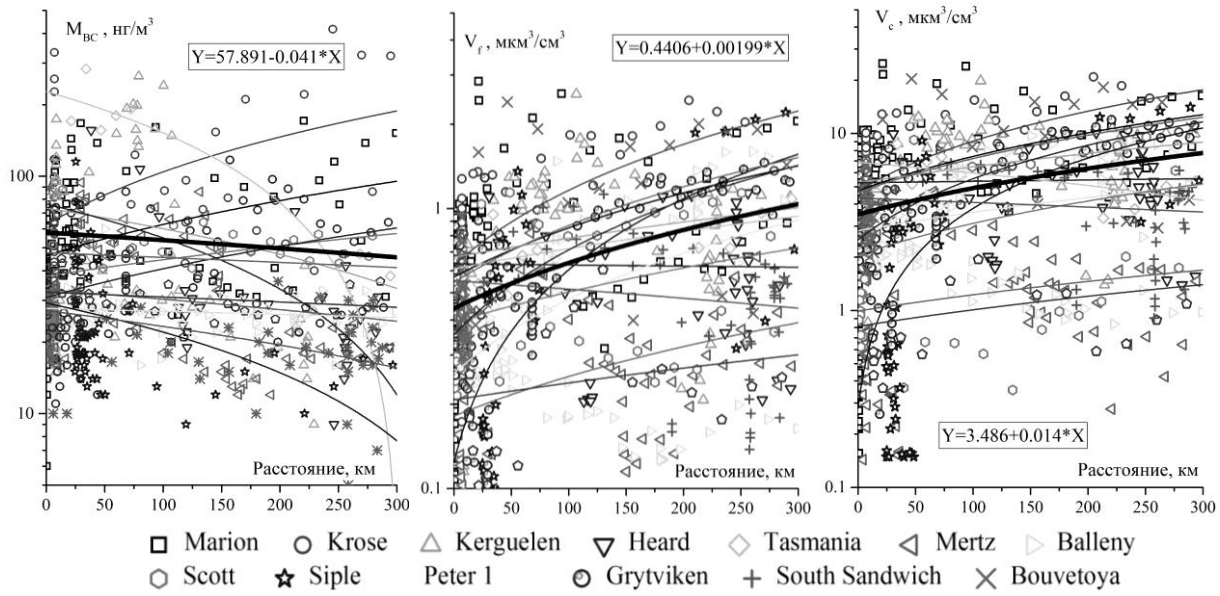


Рисунок 5. Изменение концентраций «сажи» и аэрозоля при удалении от антарктических островов (в рамках выделены уравнения линейной регрессии).

Авторы признательны сотрудникам ААНИИ и ИОА СО РАН, проводившим экспедиционные измерения. Обработка измерений проведена в рамках государственного задания ИОА СО РАН, анализ результатов выполнен за счет гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20025).

1. Smirnov, A., Holben, B.N., Kaufman, Y.J., Dubovik, O., Eck, T.F., Slutsker, I., Pietras, C., and Halthore, R.N. Optical Properties of Atmospheric Aerosol in Maritime Environments // J. Atmos. Sciences. 2002, V. 59, N 3, 501-523.

2. Kabanov D.M., Pol'kin V.V., Sakerin S.M., Turchinovich Yu.S., Radionov V.F., Zenkova P.N. Influence of continents on spatial distribution of aerosol characteristics in the southern part of the World Ocean // Proceedings of SPIE. 2018. V. 10833. 1083335; doi: 10.1117/12.2501847.

3. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Pol'kin V.V., Radionov V.F., Turchinovich Yu.S. Average aerosol characteristics in three sectors of the Southern Ocean and the effect of Antarctic islands // Proceedings of SPIE. 2018. V. 10833. 108333B; doi: 10.1117/12.2502032.

4. Исследование радиационных характеристик аэрозоля в азиатской части России // Под общей ред. Сакерина С.М. Томск: Изд. ИОА СО РАН, 2012, 484 с.

5. Турчинович Ю.С., Почуфаров А.О., Сакерин С.М. Алгоритм контроля качества и восстановления данных измерений концентраций аэрозоля и сажи в морских экспедициях // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Тезисы докладов XXVII Международного симпозиума. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2021. С95-С-98.

6. Gelaro, R.; McCarty, W.; Suárez, M.J.; Todling, R.; Molod, A.; Takacs, L.; Randles, C.A.; Darmenov, A.; Bosilovich, M.G.; Reichle, R.; Wargan, K.; Coy, L.; Cullather, R.; Draper, C.; Akella, S.; Buchard, V.; Conaty, A.; da Silva, A.M.; Gu, W.; Kim, G.-K.; Koster, R.; Lucchesi, R.; Merkova, D.; Nielsen, J.E.; Partyk, G.; Pawson, S.; Putman, W.; Rienecker, M.; Schubert, S.D.; Sienkiewicz, M.; Zhao, B. The Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications, version 2 (MERRA-2) // *J. Climate*, 2017, 30(14), 5419–5454. DOI: 10.1175/JCLI-D-16-0758.1.

ВЛИЯНИЕ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ НА ДИСПЕРСНЫЙ СОСТАВ И КОНЦЕНТРАЦИЮ АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ НА АКВАТОРИИ ОЗ. БАЙКАЛ ЛЕТОМ 2020 Г.

Цыдыпов В.В., Жамсуева Г.С., Заяханов А.С., Дементьева А.Л., Бальжанов Т.С.
Институт физического материаловедения СО РАН (г. Улан-Удэ), tsydypov@inbox.ru

В работе представлены результаты экспедиционных измерений дисперсного состава аэрозолей по всей акватории озера Байкал. Исследования проводились на научно-исследовательском судне ЛИН СО РАН «Академик В.А. Коптюг» с 29 июля по 11 августа 2020 г. в период крупных лесных пожаров, охвативших северные территории Красноярского края, Иркутскую область, Республики Саха (Якутия). Для измерения дисперсного состава и концентрации аэрозольных частиц в атмосфере в диапазоне размеров от 5 нм до 10 мкм использовался диффузионный аэрозольный спектрометра ДАС 2702 М, разработанный ООО «АэроНаноТех», г. Москва. Время одного измерения составляет от 1 мин до 3 мин в зависимости от условий измерений.

Показано, что по отдельным участкам акватории озера отмечается крайняя неоднородность в пространственно-временном распределении аэрозольных примесей в зависимости от распределения эмиссий, особенностей циркуляции, фотохимических процессов. При появлении дымовых шлейфов в Северном Байкале от очагов интенсивных лесных пожаров, зафиксированных на севере Иркутской области и в Якутии по спутниковым данным MODIS (FIRMS) (http://fires.kosmosnimki.ru) и расчетов по модели HYSPLIT, наблюдался резкий рост концентрации субмикронного аэрозоля с 60 см$^{-3}$ до 300 см$^{-3}$ и сохранение его стабильно высоким, в то время как высокодисперсные частицы оставались в среднем на уровне 1000 см$^{-3}$ с локальными всплесками (более 10000 см$^{-3}$) в утренние, послеполуденные и вечерние часы. При дальних переносах дымового аэрозоля всегда присутствует скоагулированная мода субмикронных аэрозольных частиц большой концентрации, которая выедает высокодисперсную фракцию аэрозоля, не давая возможности образования новых частиц, поскольку более крупные частицы, обладая хорошо развитой удельной поверхностью, забирают на себя и те атмосферные примеси, которые могут служить источником образования новых частиц. С уменьшением влияния дымовых выносов на порядок снижается концентрация субмикронного аэрозоля (с 200 до 20 см$^{-3}$).

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-05-50005 «Микромир».

Секция 5
Вычислительные и информационные технологии в науках об окружающей среде

ЦИФРОВОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ МОРФОМЕТРИИ МАЛЫХ РЕК БАССЕЙНА Р. ИРКУТ

Безгодова О.В.
Институт Географии им. В.Б. Сочавы СО РАН (г. Иркутск), ola.bezgodova.23@yandex.ru

Цифровое моделирование в настоящее время широко распространено в области исследований различных элементов геосистем, в том числе особенностей морфометрии и морфодинамики речной сети [3,4,7]. По протяжённости и общему количеству малые реки во многом превосходят средние и большие, а также сильнее реагируют на различные изменения со стороны природных и антропогенных факторов. В последнее время интерес к изучению малых рек заметно возрос из-за их заиления и деградации, активного использования в промышленных, сельскохозяйственных и рекреационных целях [1, 2]. В пределах северного макросклона хр. Хамар-Дабан (Республика Бурятия) в бассейнах малых рек активно ведётся заготовка древесины, сведение лесов под пастбища, сенокосы и т.д. В целях рационального природопользования актуальным вопросом является изучение морфометрических и структурных особенностей бассейнов малых рек, которые позволяют определить основные факторы перемещения вещества, выявить факторы и закономерности развития речной сети, провести мониторинг и управление водными ресурсами.

Цель данной работы – анализ морфометрии и структурных особенностей рельефа малых речных бассейнов северного макросклона хр. Хамар-Дабан на примере притоков р. Иркут с применением цифрового моделирования в геоинформационных системах (ГИС). Решены следующие задачи: 1) проведена гидрологическая и геометрическая коррекция цифровой модели рельефа (ЦМР) по спутниковым данным ALOS DSM; 2) по данным ЦМР получены основные производные морфометрические карты, собраны параметрические показатели тальвегов различных порядков и малых речных бассейнов; 3) проведен анализ бассейновой организации с использованием специальных структурных индексов по данным ЦМР. Структурный анализ бассейновой организации малых рек изучаемой территории проводится впервые.

Малые реки северного макросклона хр. Хамар-Дабан принадлежат бассейну р. Иркут и протекают по территории Байкальской рифтовой зоны, особенностями которой являются наличие тектонической и сейсмической активности. Площадь изучаемой территории – 2755 км^2. Автором рассмотрено 23 малых речных бассейна со средней протяжённостью русел 22,7 км (максимум р. Харагун – 54,4 км, минимум ручей Будунский – 6,9 км). Средний показатель падения малых рек равен 1074 м, средняя площадь бассейнов – 119,8 км^2, густота эрозионной сети – 0,57 км/км^2. В питании рек преобладают дождевые и снеговые осадки. Летние (июль-август) дождевые паводки превышают весеннее половодье. В геологическом строении исследуемой территории выделяются три части: саянский комплекс верхнепротерозойских интрузий в среднегорной части хр. Хамар-Дабан, неогеновые вулканогенные образования и среднеплейстоценовый-голоценовый комплекс четвертичной системы в низовьях малых рек. Более 89 % изучаемой территории покрыто лесной растительностью. На изучаемой территории расположены населённые пункты Монды, Туран, Кырен, Жемчуг, Зактуй, Торы, Шулута, Тибельти и Быстрая.

В исследованиях автором применялись следующие методы: математический, геоморфологический, морфометрического и структурного анализа, дистанционного зондирования, цифрового моделирования и геоинформационного картографирования. Использование цифрового моделирования упрощает процесс исследования в связи с наглядностью, точностью и простою выполняемых операций. Для построения производных ЦМР автором использовались данные японской спутниковой системы ALOS DSM с горизонтальным разрешением сетки 30 м. Для проведения морфометрического и структурного анализов требовалась смена проекционной системы ЦМР на UTM с помощью модуля Coordinate Transformation (Grid) в программе SAGA GIS. Для корректного отображения эрозионной сети тальвегов выполнен процесс удаления «ложных впадин», которые представляют собой пустоты в цифровой модели, полученные из-за ошибок интерполяции, округления и усреднения значений высот с помощью модуля Fill Sinks (Planchon/Darboux, 2002) [6].

Моделирование эрозионной сети малых речных бассейнов хр. Хамар-Дабан проводилось в программе ArcGIS 10, где для определения порядка тальвегов использовалась методика Стралера (Strahler)–Философова. Суть методики заключается в том, что за долину 1-го порядка принимается долина, в которую не впадает ни одна долина. При слиянии двух долин 1-го порядка образуется долина 2-го порядка, при слиянии долин 2-го порядка образуется долина 3-го порядка и т.д. С помощью гидрологических модулей Flow Direction и Stream Order (Spatial Analyst, Hydrology) на основе подготовленной grid-модели рельефа изучаемой территории получена карта-схема эрозионной сети тальвегов до 6-го порядка. Далее для проведения расчётов суммарной длины эрозионной сети (табл. 1) растровая модель разнопорядковых тальвегов переведена в векторную основу.

Таблица 1. Общая длина тальвегов разных порядков L в пределах хр. Хамар-Дабан

Порядок тальвегов	Общая длина (L)		Средняя длина, км
	км	%	
1	1473,15	49,35	1,87
2	788,28	26,41	3,72
3	452,48	15,16	8,17
4	182,42	6,11	9,93
5	85,75	2,87	19,85
6	2,44	0,08	2,44
Итого:	2984,54		

Из таблицы 1 видно, что распределение длин разнопорядковых тальвегов подчиняется обратному экспоненциальному закону, так как на элементы эрозионной сети 1-го порядка приходится около 50 % суммарной длины, а на суммарную длину тальвегов 1–2-го порядков – почти 76% общей длины. Примечательно, что водотоки 1-го и 2-го порядков равномерно распределены по исследуемой территории, что говорит о высокой интенсивности вертикального расчленения, благоприятных геолого-геоморфологических (зоны трещинноватости, тектонические разломы) и климатических условиях (достаточное атмосферное увлажнение) для заложения разветвлённой сети водотоков низшего порядка.

Используя методический подход Ю. Г. Симонова и Т. Ю. Симоновой [5], в программной среде ГИС проведен анализ бассейновой организации речной сети малых рек. В основе метода лежит оценка ряда структурных индексов, выражающих соотношение морфометрических характеристик разнопорядковых водотоков в бассейнах 3-го порядка. Для каждого индекса бассейнов 3-го порядка существует эталонный модальный индекс, независящий от генетической, структурно-тектонической, литологической, ландшафтно-гидрологической составляющих. С помощью полученной карты-схемы эрозионной сети тальвегов бассейнов малых рек Хамар-Дабана в ArcGIS 10 определены следующие структурные индексы (табл.2): индекс структуры бифуркации (ИСБ), индекс структуры длин (ИСД), индекс структуры

площадей (ИСП) и индекс структуры уклонов (ИСУ). Автором рассмотрено 14 крупнейших подбассейнов 3-го порядка (табл.2), которые расположены в пределах территорий от Мондинской до Быстринской котловин.

Таблица 2. Структурные индексы подбассейнов малых рек 3-го порядка в пределах хр. Хамар-Дабан.

Название водотока 3-го порядка	Индексы структуры				Площадь, км^2
	Бифуркации (ИСБ=134)	Длин (ИСД=136)	Площадей (ИСП=532)	Уклонов (ИСУ=631)	
1. р. Аерхан	144	253	343	334	30,7
2. р. Обо-Горхон	124	262	541	433	20,1
3. р. Большой Хара-Гол	143	244	433	244	122,1
4. р. Халагун	134	442	235	334	228,8
5. р. Туран	122	424	415	244	63,4
6. р. Малый Зангисан	123	442	514	343	189,8
7. р. Большой Зангисан	174	343	514	334	302,5
8. р. Кырен	173	343	532	244	115,4
9. р. Харибяты	144	334	424	433	234,9
10. р. Харагун	153	442	631	334	383,3
11. р. Верхняя Тибельти	122	415	415	433	90,1
12. р. Средняя Тибельти	142	424	523	352	101,8
13. р. Малая Быстрая	143	433	325	334	164,7
14. р. Большая Быстрая	132	352	442	334	282,4

Индекс структуры бифуркации является соотношением количества разнопорядковых водотоков в бассейнах 3-го порядка. Модальный ИСБ=134, где 1– количество водотоков 3-го порядка; 3 – количество водотоков 2-го порядка; 4 – количество водотоков 1-го порядка на каждый водоток 2-го. Анализ значений ИСБ подбассейнов 3-го порядка в целом показал несоответствие модальному значению. Совпадение в показателе выявлено для подбассейна р. Халагун, а приближённое соответствие значений характерно для большинства подбассейнов, кроме рек Большой Зангисан, Кырен, Харагун. Подбассейны, превышающие модальный показатель водотоков 2-го порядка, сильно расчленены в среднем звене. Чем более расчленен бассейн, тем быстрее и полнее он дренирует водосбор, отводит с ее поверхности воду [5]. Соотношение средних длин водотоков разных порядков выражается индексом структуры длин (ИСД) с модальным показателем 136, где 1– средние длины водотоков 1-го порядков равные около 10 %; 3– длины 2-го порядков = 30 %; 6 – длины третьего порядка около 60 %. Для рассматриваемых подбассейнов наблюдается значительное отклонение от модального значения. Длины водотоков 1-го и 2-го порядков превышают длины водотоков 3-го порядка из-за существующих благоприятных геолого-геоморфологических условий для развития водотоков низшего порядка. После образования водотоки 3-го порядка сменяются на 4-й порядок, не успевая набрать достаточную длину для соответствия модальному значению.

Индекс структуры площадей – соотношение средних площадей разнопорядковых бассейнов, где модальный ИСП равен 532 (50% – площади склонов 1-го порядка; 30% – площади склонов 2-го; 20% – площади склонов 3-го порядка). ИСП подбассейнов имеет соответствие с модальным индексом для р. Кырен и приближенное для рек Обо-Горхон и Средняя Тибельти, тогда как для остальных подбассейнов значительно отклоняется. При относительно малой протяжённости, водотоки 3-го порядка имеют большую площадь склонов, водотоки 2-го порядка сильно не отклоняются от модального значения, а площади водотоков 1-го порядка незначительно снижены. Это говорит о том, что нижние элементы речной сети совершают большую геоморфологическую работу в переносе вещества бассейна. Индекс структуры уклонов выражает соотношение средних уклонов разнопорядковых водотоков в бассейне в процентах. Модальный индекс ИСУ= 631, где 60% на уклоны водотоков 1-го порядка, 30% – 2-го и 10% – 3-го порядка. Анализ ИСУ (табл.2) показал

равномерное распределение уклонов по тальвегам разных порядков, где значительные отклонения от модального приходятся на водотоки 3-го порядка. Это связано с наличием крутых бортов речных долин в пределах тектонически воздымающейся ступени хр. Хамар-Дабана, что усиливает врез водотоков 3-го порядка.

Выводы. Впервые для уникальной в геоморфологическом плане территории бассейнов малых рек хр. Хамар-Дабан с помощью цифрового моделирования выполнен морфометрический анализ и расчёты структурных индексов по гидрологически корректной ЦМР ALOS DSM. Анализ длин разнопорядковых тальвегов показал равномерное распределение по исследуемой площади водотоков 1-го и 2-го порядков. Для исследуемых бассейнов малых рек характерна неоднородная структура соотношения водотоков 1-го, 2-го и 3-го порядков. Наибольшей степенью однородности обладают бассейны рек Кырен и Халагун, тогда как остальные имеют приближённые значения или значительно отклоняются в показателях, особенно для водотоков 3-го порядка. Анализ морфометрических характеристик водотоков до 3-го порядков позволяет дополнить комплексные исследования малых речных бассейнов, выявить местные особенности и тенденции развития русловых процессов.

1. Безгодова О.В. Природные и антропогенные факторы формирования русел малых рек Тункинской котловины (Республика Бурятия) // Геосферные исследования, 2019. №4. С. 6–14. DOI: 10.17223/25421379/13/1

2. Варенов А. Л. Вертикальные деформации русел малых рек под влиянием антропогенных факторов (бассейн р. Кудьмы) // Геоморфология. №1, 2013. С. 73–82. doi:10.15356/0435-4281-2013-1-73-81

3. Ермолаев О.П., Иванов М.А. Геоморфометрический анализ бассейновых геосистем Приволжского федерального округа по данным SRTM и ASTER GDEM // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса, 2017. Т. 14. № 2. С. 98–109.

4. Опекунова М. Ю., Бардаш А.В. Геоморфометрический анализ рельефа бассейна реки Ия// VIII Щукинские чтения: рельеф и природопользование. – М.: Изд-во Географ. фак-та МГУ, 2020. С. 514–520.

5. Симонов Ю.Г., Симонова Т.Ю. Речной бассейн и бассейновая организация географической оболочки // Эрозия почв и русловые процессы. М., 2004. Вып. 14. С. 7–32.

6. Planchon O., Darboux F. A fast, simple and versatile algorithm to fill the depressions of digital elevation models // Catena . 2002 . 46(2-3). pp. 159–176.

7. Wakode H. B., Dutta D., Desai V. R., Baier K. Morphometric analysis of the upper catchment of Kosi River using GIS techniques. Arabian Journal of Geosciences, 2011, vol. 6, no. 2, pp. 395–408.

КРОСС-ПЛАТФОРМЕННОЕ ПРИЛОЖЕНИЕ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ АТМОСФЕРНОЙ ТУРБУЛЕНТНОСТИ ИЗ ДАННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ УЛЬТРАЗВУКОВЫХ МЕТЕОСТАНЦИЙ АМК-03 И АМК-04

Богушевич А.Я.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
bay@imces.ru

В данной работе описывается новая версия программного обеспечения (ПО) «Ultrasonic Weather Station: Data Processing» (с кратким наименованием «METEO DP»). Его первая версия разрабатывалась в 2002-2004 гг. в системе программирования Delphi как дополнительное 32-х битовое приложение к базовому ПО - Windows-приложению «METEO 3.0» [1], стандартно поставляемому совместно с ультразвуковыми метеостанциями серии АМК-03 [2, 3]. Это приложение предназначалось для расширения функциональных возможностей базового ПО с целью выполнения научных исследований приземной атмосферы на основе мгновенных данных измерений АМК-03, записываемых с помощью «METEO 3.0» в файлы (текстового или бинарного формата). «METEO DP» позволяло обрабатывать содержащиеся в этих файлах массивы измеренных мгновенных значений температуры, трех ортогональных компонент скорости ветра, атмосферного давления и влажности воздуха, вычисляя из них различные статистические характеристики и функции указанных метеорологических величин, а также стандартные числовые параметры атмосферной турбулентности, обычно применяемые для ее описания.

Представляемая здесь новая версия указанного ПО с кратким наименованием «METEO DP 2.0» была разработана с использованием языка Free Pascal в свободно распространяемой среде кроссплатформенного программирования Lazarus и ориентирована на функционирование в операционных системах Linux и Windows (как в 32-х, так и 64-х битовом исполнении). В отличие от предыдущей версии приложение «METEO DP 2.0» поддерживает совместимость не только с устройством АМК-03 и ПО «METEO 3.0», но и с новыми их модификациями АМК-04 и «METEO 4.0», а также имеет переключаемый нажатием кнопки двуязычный англо-русский интерфейс. Кроме того, в нем были частично улучшены применяемые математические алгоритмы.

Приложение «METEO DP 2.0» позволяет выполнять следующие функциональные задачи.

1) Считывания выборок (временных рядов) мгновенных значений указанных выше метеорологических величин из файла, ранее записанного «METEO 3.0» или «METEO 4.0»; их предварительного просмотра на экране монитора в графическом виде и выделения (при необходимости) из них временного сегмента выборки данных для последующей математической обработки и анализа (см. рис. 1). При этом выделенный временной сегмент данных можно записать в новый текстовый или бинарный файл в форматах, используемых в «METEO 4.0», или конвертировать уже записанный файл из одного формата в другой.

2) Вычисления по загруженным выборкам данным (из полных для выбранного файла или из выделенных их временных сегментов) статистических характеристик метеорологических полей (статистических моментов от первого до четвертого порядка, включая кросскорреляционные моменты), а также различных числовых параметров атмосферной турбулентности; формирования по результатам этих вычислений текстового отчета (см. рис. 2) об исследуемом временном отрезке измерений. Этот отчет можно распечатать или записать в обычный текстовый файл или в формате XML-документа.

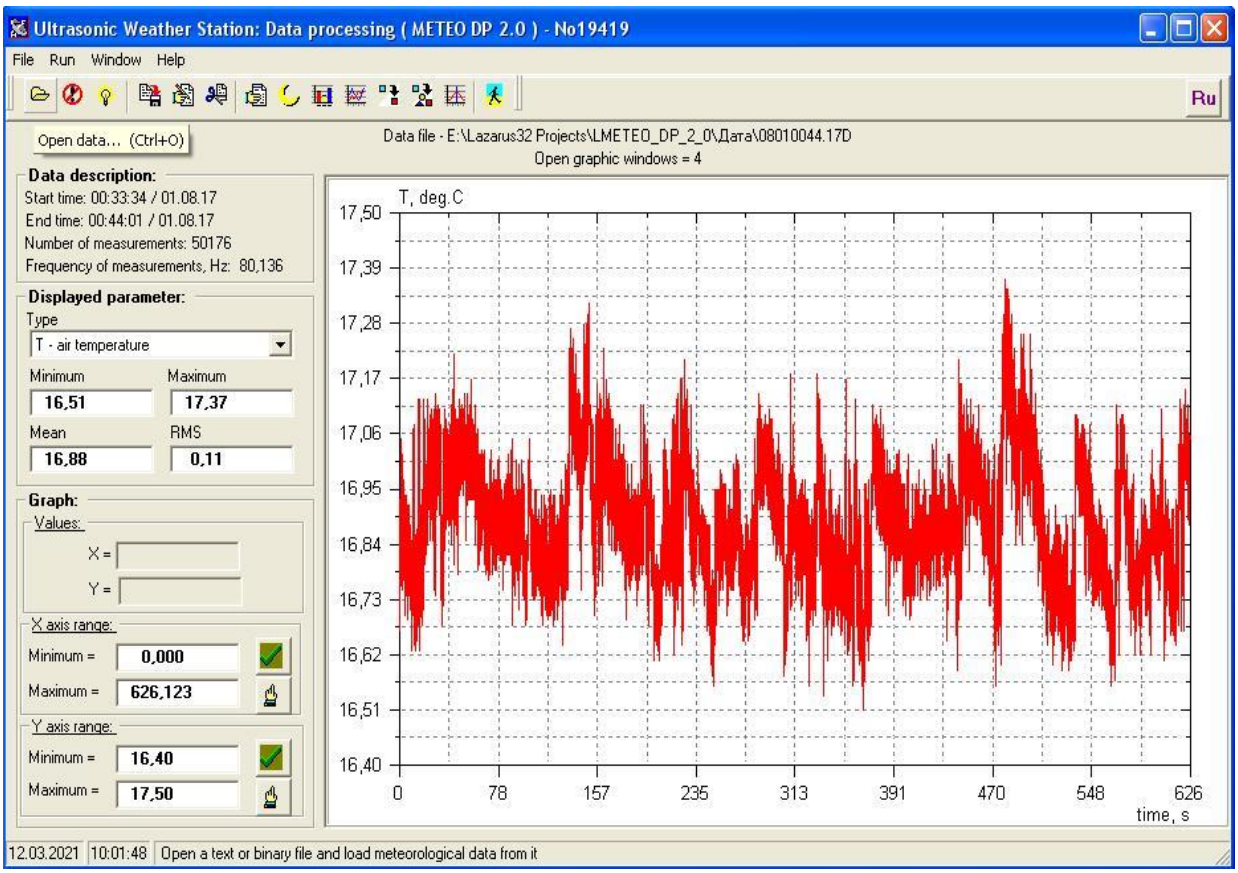


Рисунок 1. Главное окно приложения «METEO DP 2.0» после загрузки файла данных измерений ультразвуковых метеостанций АМК-03 или АМК-04.

3) Расчета гистограмм плотности вероятности для мгновенных значений температуры воздуха $T^{/}$, вертикальной скорости ветра $w^{/}$, флуктуаций продольной $u^{/}$и поперечной $v^{/}$компонент скорости ветра (относительно среднего направления вектора горизонтального ветра), мгновенных значений скорости $V_h^{/}$ и направления $D^{/}$ горизонтального ветра. После вычислений они автоматически отображаются в универсальном графическом окне (см. рис. 2) в виде рисунка, который можно распечатать или сохранить в файле в одном из графических форматов (*jpg, *.tif, *.png или *.bmp). Из этого окна можно также сохранить в текстовом файле числовые данные рисунка для их использования другими графическими программами, например, в приложении «Origin». Количество открываемых в «METEO DP 2.0» окон подобного вида неограниченно и в его главном окне имеются интерфейсные средства для их поиска и вызова на экран.

4) Расчета структурных функций турбулентных флуктуаций температуры D_t, продольной D_{rr} и поперечной D_{tt} компонент скорости ветра, в которых в качестве аргумента могут быть использованы точки выборки данных, временной или пространственный масштаб. Они также отображаются в универсальном графическом окне (см. рис. 2).

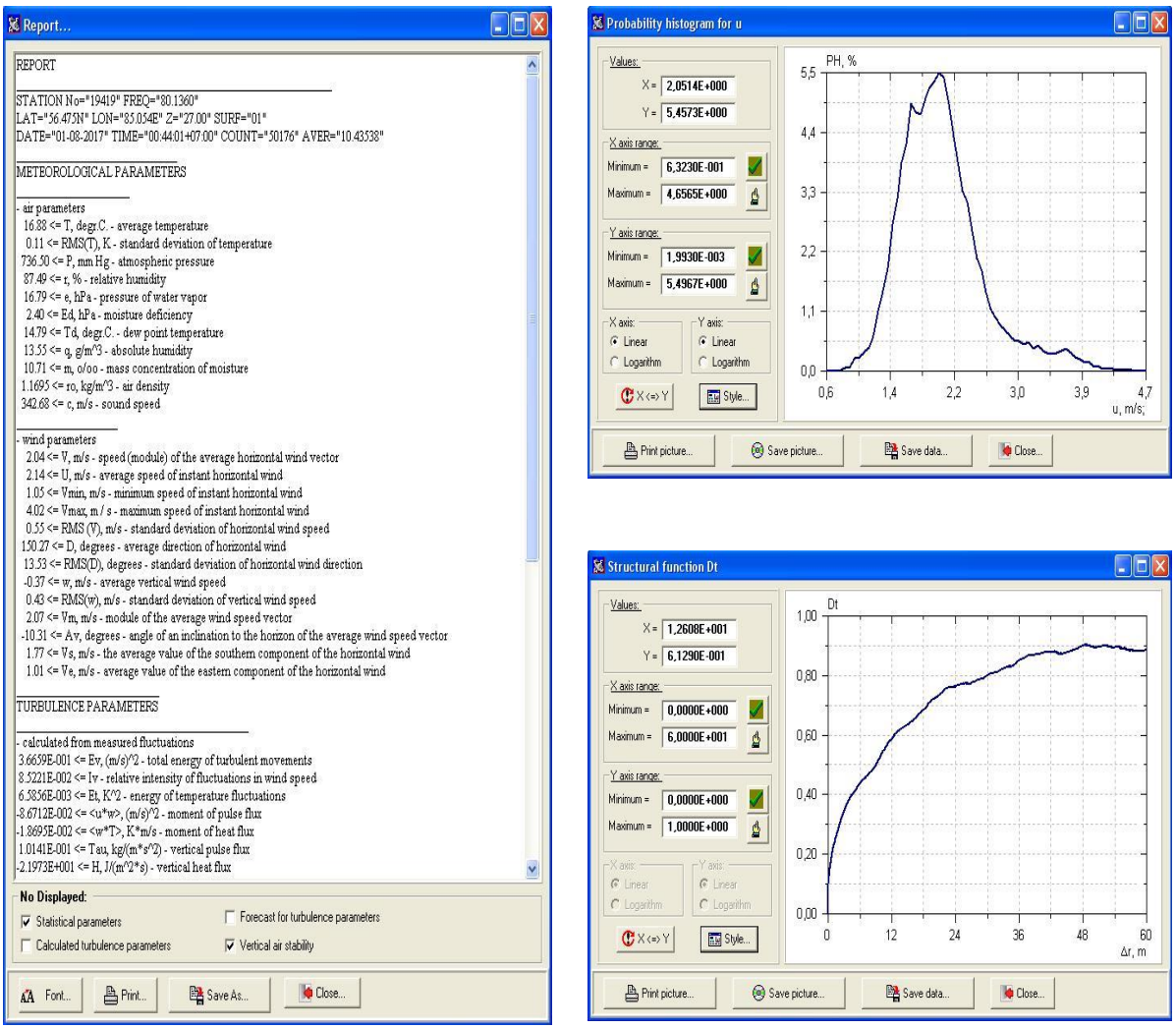


Рисунок 2 – Окна приложения «METEO DP 2.0», в которых отображены: левый подрисунок – текст отчета; правый верхний – график гистограммы флуктуаций продольной компоненты скорости ветра *u*; правый нижний – график структурной функции флуктуаций температуры D_t.

5) Расчета 6-и автокорреляционных функций турбулентных флуктуаций T', w', u', v', V_h' и D' (с аргументом по точкам выборки, во временном или пространственном масштабе), отображаемых в универсальном графическом окне.

6) Расчета 7-и функций взаимной корреляции турбулентных флуктуаций T' и w', u' и w', v' и w', u' и v', T' и u', T' и v', T' и V_h' (с аргументом по точкам выборки, во временном или пространственном масштабе), отображаемых в универсальном графическом окне.

7) Расчета 6-и энергетических спектров турбулентных флуктуаций T', w', u', v', V_h' и D', отображаемых в универсальном графическом окне (как на рис. 3). Здесь можно выбирать метод расчета спектра (ДПФ или БПФ) и алгоритм, применяемый для его сглаживания.

8) Расчета модельных (на основе теории подобия Монина-Обухова) высотных профилей в приземной атмосфере температуры, скорости ветра, коэффициентов турбулентного обмена тепла и импульса, структурных постоянных для температуры и ветра и т.д., отображаемых в универсальном графическом окне.

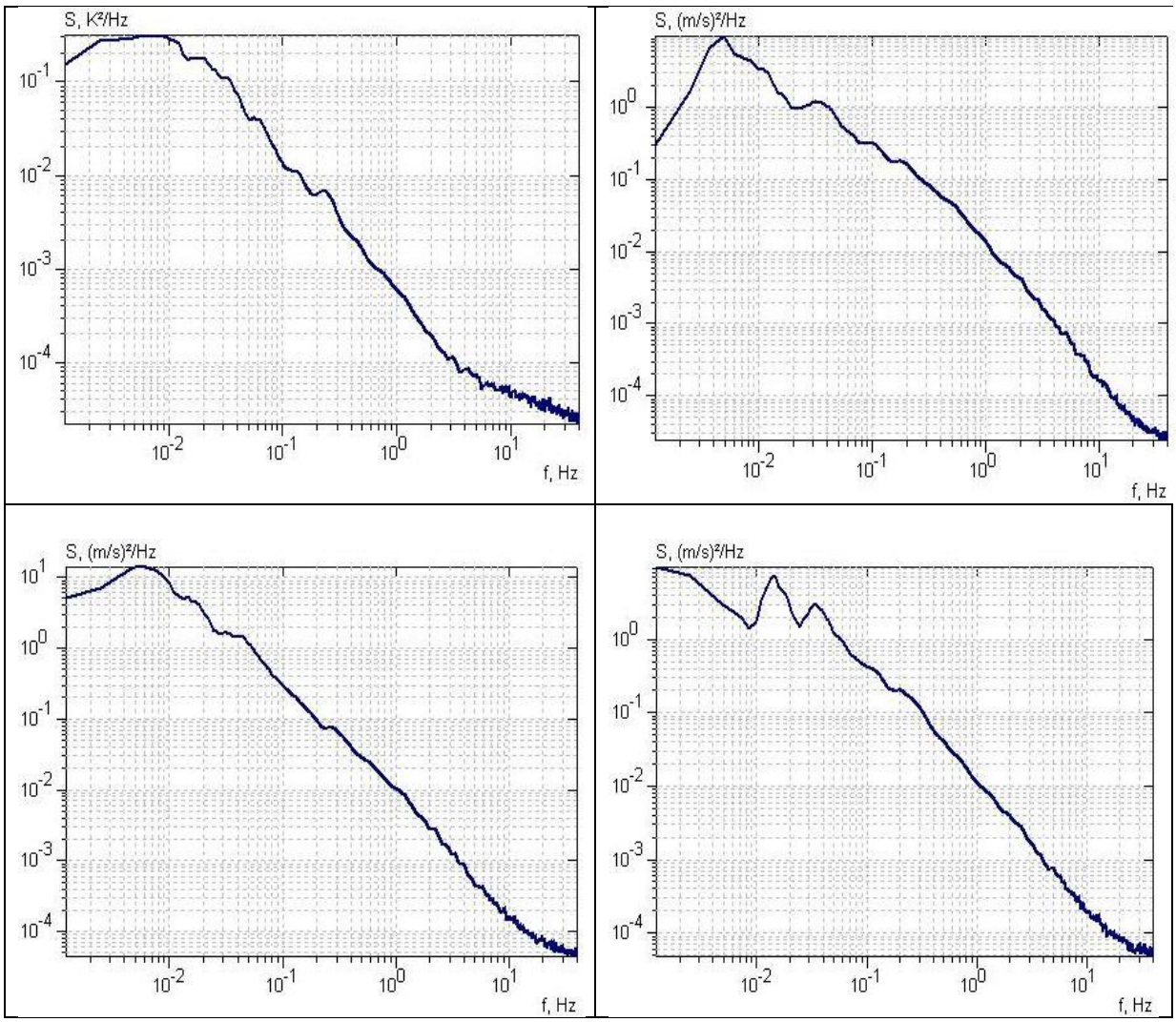


Рисунок 3 – Вычисленные и отображаемые в «METEO DP 2.0» частотные спектры флуктуаций: левый верхний подрисунок – для $T^{/}$; правый верхний – для $w^{/}$; левый нижний – для $u^{/}$ и правый нижний – для $v^{/}$.

Данная работа выполнена по государственному заданию ИМКЭС СО РАН.

1. *Ультразвуковая* метеостанция, версия 3.0 ("METEO 3.0"): Свид. об офиц. рег. прогр. для ЭВМ № 2002612038. Роспатент / Богушевич А.Я.; Заявл. 3.12.2002.

2. *Азбукин А.А., Богушевич А.Я., Ильичевский В.И., Корольков В.А., Тихомиров А.А., Шелевой В.Д.* Автоматизированный ультразвуковой метеорологический комплекс АМК-03 // Метеорол. гидрол. 2006. № 11. С. 89–97.

3. *ООО «Сибаналитприбор»* [Электронный ресурс] URL: http://meteosap.ru/catalog/amk-03/ (дата обращения 12.03.2021).

СТРУКТУРА КЛИМАТИЧЕСКИХ КЛАСТЕРОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В ЯНВАРЕ И ИЮЛЕ

Волков Ю.В., Чередько Н.Н., Тартаковский В.А.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
yvvolkov@mail.ru, atnik3@rambler.ru, trtk@list.ru

Современные изменения климата, признанные глобальной проблемой, актуализируют оперативные и объективные оценки трансформации структуры климатической системы. Эта задача может быть решена путем анализа структуризации температурного поля, методом, развиваемым в данной работе [1] и реализованным в уникальный программный комплекс, разработанный Ю.В. Волковым, который позволяет по данным средней приземной температуры выделять, исследовать и моделировать климатические структуры для территорий любого пространственного масштаба. Изменения температуры рассматриваются как колебательный процесс и принимаются за климатический сигнал. Выделение климатических групп производится на основе оценки синхронности характеристик колебательного процесса, таких как амплитуда и фаза. Результаты обработки данных наблюдений таким образом, с одной стороны, соответствуют известным основным закономерностям географии климата, с другой стороны, позволяют оценивать их изменения в период глобального потепления, при сравнительно малых временных и вычислительных затратах.

Пространственная структура климатической системы имеет сезонные различия [2]. Известно, что, большей частью, глобальное потепление обеспечивается ростом зимних температур [3], тем не менее, для некоторых регионов показано существенное влияние температуры других сезонов [например, 4]. Анализ климатических структур в сезонном ходе может способствовать дифференциации территорий по этому признаку. Такие закономерности, в свою очередь, могут оптимизировать модели климата. В докладе представлены результаты анализа структуры температурного поля для января и июля, центральных месяцев зимнего и летнего сезонов по данным [5].

Структура поля температуры в январе и июле в большинстве регионов Северного полушария существенно различаются ввиду смены преобладающих циркуляционных режимов, значительного повышения межширотных контрастов температуры и большей динамической неустойчивости тропосферы в холодный период и преобладания малоградиентных полей давления в теплый. В оба месяца в закономерностях синхронизации прослеживается определяющее влияние основных центров действия атмосферы Северного полушария, смена режимов в районах муссонов. Межширотные контрасты температуры в январе наиболее обостряются над территорией Евразии, крупнейшем массиве суши. Таким образом, метод хорошо согласуется с известными закономерностями региональных климатов, что подтверждает его физичность и правомерность использования для анализа климата и его изменений. Этот этап анализа в дальнейшем планируется развивать в целях решения актуальной задачи изменений климата и их региональных особенностей, например, оценивая изменения структуры климатических кластеров в различные сезоны в разные периоды лет, соответствующие известным климатическим трендам.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российской академии наук в рамках государственного задания Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, проект № 121031300155-8.

1. Тартаковский В.А., Крутиков В.А., Волков Ю.В., Чередько Н.Н. Классификация климатов Северного полушария на основе оценки фазы температурного сигнала // Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 29. № 8. С. 625-632.

2. Hurrell J.W., Deser C. North Atlantic climate variability: The role of the North Atlantic Oscillation // Journal of Marine Systems. 2009. V. 78. Is. 1. P. 28-41. https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.11.002.

3. IPCC 2013 Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change / ed. T.F. Stocker et al. – Cambridge: Cambridge University Press, 2013. 1535 p.

4. Переведенцев Ю.П. Изменения приземной температуры воздуха Северного полушария за период 1850-2014 гг. / Ю.П. Переведенцев, К.М. Шанталинский // Уч. записки Казанс. ун-та, 2015. Т. 157. кн. 3. С. 8-19.

5. Архив Университета Восточной Англии [Электронный ресурс]. URL: http://www.metoffice.gov.uk, http://www.cru.uea.ac.uk (дата обращения 01.06.17).

СОПОСТАВЛЕНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК ВЕТРА ПО ДАННЫМ УЛЬТРАЗВУКОВЫХ АНЕМОМЕТРОВ РАЗНЫХ МОДЕЛЕЙ

Дюкарев Е.А.[1,2], Богушевич А.Я.[1], Золотов С.Ю.[1], Кобзев А.В.[1], Смирнов С.В.[1], Тельминов А.Е.[1]

[1]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск), egor@imces.ru

[2]Югорский государственный университет (г. Ханты-Мансийск)

В работе приводится анализ результатов сравнительных измерений характеристик ветра с помощью трёх приборов, в которых измерение ветра основано на использовании ультразвукового излучения. Измерения проводились с 1 января по 29 апреля 2021 г. в геофизической обсерватории ИМКЭС СО РАН.

Автоматическая метеорологическая станция Vaisala WXT520 (Финляндия) (https://www.vaisala.com/sites/default/files/documents/M210906EN-C.pdf) измеряет атмосферное давление, температуру и влажность воздуха, скорость и направление ветра, количество, интенсивность и продолжительность жидких осадков и града.

Автоматизированный метеорологический комплекс АМК-03 (Россия) (http://www.imces.ru/index.php?rm=news&action=view&id=402) измеряет атмосферное давление, температуру и влажность воздуха, скорость и направление ветра, включая его вертикальную составляющую. Программно рассчитывается до 60 статистических и динамических характеристик атмосферной турбулентности.

Многоканальный ультразвуковой анемометр Metek uSonic-3 Cage MP (Германия) (https://metek.de/product/multi-path/) измеряет три составляющих воздушного потока.

Приборы были размещены на расстоянии около метра друг от друга на консолях мачты, установленной на верхней наблюдательной площадке обсерватории, на высоте 2,5 м относительно настила площадки или 26 м относительно подстилающей поверхности. АМК-03 и WXT520 были установлены в 2019 г, а uSonic-3 – 29 декабря 2020 г. В нашем случае частота измерений WXT520 составляла 4 Гц, АМК-03 – 10 Гц, uSonic-3 – 20 Гц. Анализировались результаты измерений характеристик ветра, усреднённые за одну минуту. В данных измерений АМК-03 существуют множественные пропуски, когда за минутный интервал не было накоплено достаточного количества данных для расчета средних значений. Кроме того, часть физически некорректных данных измерений (температура воздуха более 40°С, скорость ветра более 100 м/с) АМК-03 была отбракована. В связи со сбоем питания данные измерений uSonic-3 отсутствуют за период с 6 января по 8 февраля 2021 г. Всего доля пропущенных и отбракованных средних минутных значений для WXT520 незначительна, а для АМК-03 и uSonic-3 составляет около 30 % (см. табл.). Поскольку все приборы невозможно было ориентировать на север, то для определения направления ветра были введены поправки: 180° для uSonic-3 и –15° для WXT520.

Температура воздуха в течение исследуемого периода изменялась от –40,5°С (26 января 06:59) до +17,1°С (16 апреля 14:37). К сожалению, в самый холодный период с температурами около –40°С анемометр uSonic-3 не работал и этот интервал не участвовал в сравнении приборов.

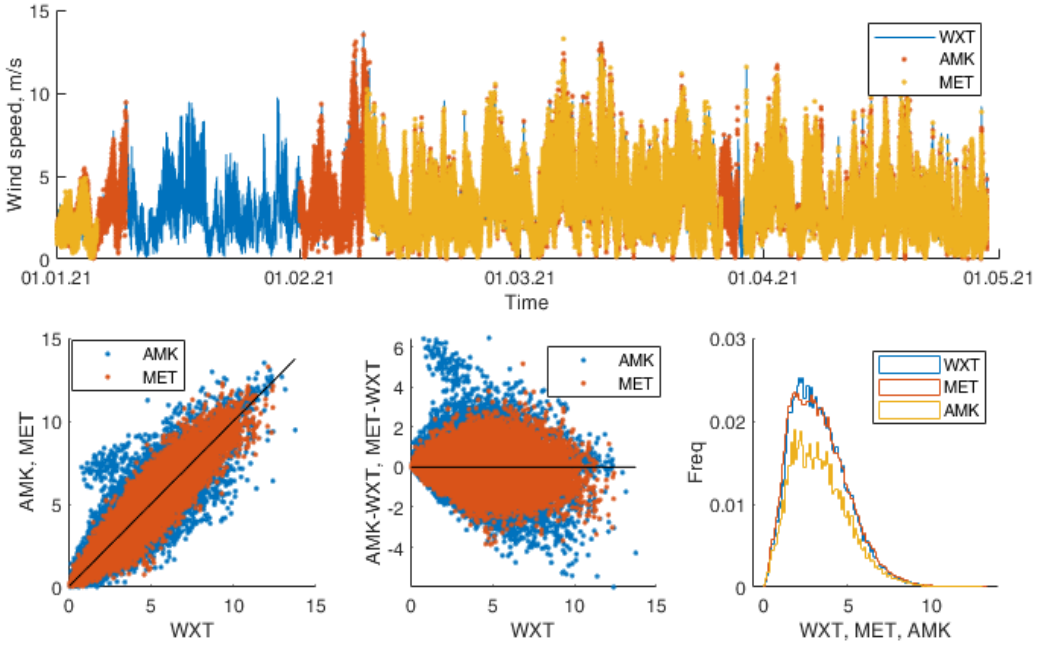


Рисунок. Скорость горизонтального ветра (м/с) по данным измерений Vaisala WXT520 (WXT), АМК-03 (АМК) и Metek uSonic-3 Cage MP (MET). А – временной ход, Б – связь показателей, В – отклонения показателей, Г – функция распределения.

Таблица 1. Статистические характеристики (среднее ± СКО, [минимум; максимум]) метеорологических величин по данным сравнительных измерений с 1 января по 29 апреля 2021 г.

	Vaisala WXT520	АМК-03	Metek uSonic-3 Cage MP	Коэфф. корреляции		
				WXT/ AMK	AMK/ MET	MET/ WXT
Доля пропущенных значений, %	1.3	27.7	31.9			
Температура воздуха, °C	–7.7±11.2 [–32.1; 17.3]	–7.8±11.2 [–31.9; 17.2]	–8.5±11.3 [–33.0; 17.2]	0.9997	0.9992	0.9995
Скорость ветра, м/с	3.33±1.66 [0.08; 12.41]	3.3±1.71 [0.01; 12.96]	3.34±1.72 [0.05; 13.27]	0.93	0.93	0.96
Скорость вертикального ветра, м/с	–	0.61±0.51 [–1.92; 3.39]	0.66±0.51 [–0.56; 3.28]	–	0.83	–
Направление ветра, °	197±72	199±69	196±66	0.79	0.94	0.78
Дисперсия направления ветра, °	–	18.7±12.7 [1.8; 140.8]	17.0±9.3 [0.8; 101.4]	–	0.57	–
Плотность воздуха, кг/м^3	-	1.303±0.064 [1.167;1.497]	1.316±0.065 [1.177;1.497]		0.999	

Результаты сравнительных измерений скорости горизонтального ветра показаны на рисунке. В таблице1 приведены статистические характеристики метеорологических величин, полученные по данным измерений, когда все три прибора работали. Значения температуры и относительной влажности воздуха, скорости и направления ветра по данным трёх приборов не имеют значимого расхождения. АМК-03 показывает большие значения вертикального ветра,

направленного вниз, чем uSonic-3. Направление горизонтального ветра по данным WXT520 имеет множественные выбросы, относительно среднего значения, вследствие чего коэффициент корреляции с показаниями других приборов ниже. Максимальные и средние значения дисперсии направления ветра по данным 10-Гц измерений АМК-03 немного выше, чем по данным 20-Гц измерений uSonic-3.

Вычисление параметров атмосферной турбулентности из данных 3D ультразвуковых анемометров для АМК-03 выполнено в ПО «METEO DP», а для Metek uSonic-3 Cage MP - в «EddyPro 7.0.6». Результаты расчетов приведены в таблице 2.

ПО «METEO DP» вычисляет из первичных данных измерений следующие параметры атмосферной турбулентности, имеющие большое значение при решении задач, связанных с физикой атмосферного приземного слоя, с прогнозированием распространения загрязняющих примесей в атмосферном воздухе и т.п. ПО EddyPro предназначено специально для обработки данных высокочастотных измерений, подходит для пользователей с различным уровнем владения методом турбулентных пульсаций, имеет открытый код, подробное описание и руководства. EddyPro рассчитывает потоки энергии, импульса, углекислого газа, водяного пара, метана и других малых газовых составляющих.

Таблица 2. Статистические характеристики (среднее ± СКО) параметров атмосферной турбулентности по данным сравнительных измерений с 1 января по 29 апреля 2021 г.

	АМК-03	**Metek uSonic-3 Cage MP**	**Коэфф. корреляции**
TKE - полная энергия турбулентных движений, $м^2/с^2$	1.296±1.303	1.154±1.148	**0.87**
u*- скорость трения (масштаб ветра), м/с	0.322±0.220	0.475±0.270	0.54
T* - масштаб температуры, К	0.028±0.458	-0.033±0.092	0.22
L* - масштаб Монина-Обухова, м	71.58±904.8	224.1±1839.1	0.004

Сравнение параметров турбулентности получилось выполнить только для четырех величин (табл. 2), которые рассчитываются ПО для АМК-03 и uSonic-3. Хорошее согласие получено только для полной энергии турбулентных движений (TKE), представляющую собой сумму дисперсий турбулентных пульсаций трех компонент скорости ветра. Величина коэффициента корреляции минутных величин TKE составила 0.87 и значима на уровне 0.05. Характерные масштабы температуры и ветра, рассчитанные по данным измерений двух ультразвуковых анемометров, различаются незначительно, однако линейный коэффициент корреляции не превышает 0.54 и не является значимым. Значительные различия получены в величине масштаба Монина-Обухова и оценках потоков явного тепла и импульса.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОДНОГО БАЛАНСА РЕЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Елисеев А.О., Копысов С.Г.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
kuzoller@gmail.com, wosypok@mail.ru

Актуальность работы обусловлена тем, что для Западной Сибири по водному балансу речных бассейнов имеются только сведения 50 летней давности. Понятно, что это устаревшие данные неотражающие климатические изменения и современное развитие методов расчёта водного баланса. Знание структуры водного баланса дает нам представление о возможностях практического использования водных ресурсов.

Современная методика ландшафтно-экологического моделирования водного баланса позволяет оценить влияния различных видов землепользования на структуру водного баланса. Для всех элементов ландшафта, составляющих речной бассейн характерны свои физико-географические условия, основные из которых: климат, рельеф и почвенно-растительный покров. Совокупность этих условий определяет особенности структуры водного баланса и гидрологического режима территории.

В моделировании использовался генетический метод формирования стока, или метод гидролого-климатических расчетов (ГКР) разработанный В.С. Мезенцевым реализованный на основе ландшафтно-гидрологического подхода в ГИС Saga. Исходными данными для моделирования являются: цифровая модель рельефа, данные спутникового зондирования и климатические характеристики. Система уравнений метода ГКР описывает процессы формирования местного климатического элементарного стока, изменение влажности почвы и испарение с поверхности водосборов с точностью, вполне достаточной для многих практических целей. В этом методе физико-географические факторы формирования стока учитываются параметром n (отражает влияние ландшафтных условий) и r (характеризует способность почвогрунта подводить влагу к испаряющей поверхности и расходовать её на испарение) [1].

Исходными данными для моделирования являлись: цифровая модель рельефа (SRTM с разрешением 30 метров), данные спутникового зондирования (GFCC30FCC), картографические данные (карта почвенного покрова ЕГРПР) и климатические характеристики (Климатический реанализ WorldClim за период 1970-2000г).

Было произведено моделирование водного баланса с учетом ландшафтных условий методом ГКР для территории юго-востока Западной Сибири.

В результате расчетов по методу ГКР получаются поля следующих характеристик за расчетный интервал времени [1]: теплоэнергетические ресурсы испарения, максимально возможное испарение, затраты теплоэнергетических ресурсов на таяние снега и сезонной мерзлоты, суммарное увлажнение, запасы влаги в деятельном слое почво-грунтов в начале и в конце расчетного интервала времени, испарение, слой стока.

Основным источником для верификации данных смоделированного стока являлись справочные данные из РПВ (Ресурсы поверхностных вод СССР [2]).

Так же для сопоставления стока использовались данные из базы данных “Региональной сети гидрометеорологических данных Панарктического региона” (R-ArcticNET [3]).

Сведения о водном балансе по данным РПВ основаны на данных о средних многолетних месячных и годовых осадках и поправках к ним заимствованных из «Справочников по климату» по данным до 1969 года, испарение определялось по разности осадков и стока. Средние значения осадков, выпадающих на поверхность речных бассейнов, определялись по карте нормы годовых осадков масштаба 1:2500000.

Построение карты исправленных годовых сумм осадков учитывало высоты местности, но только до высоты 500 метров, для большей высоты данные были приведены ориентировочно.

Надежность вычисленных величин осадков для отдельных речных бассейнов была неодинакова. Наибольшие ошибки средних норм осадков, обусловленные неточностями проведения изогиет и интерполяции между ними, наблюдались для малых речных водосборов. Чем больше речной водосбор, тем, больше вероятность компенсации.

Верификация водного баланса была выполнена для 50 речных бассейнов. Так же подвергнуты сравнению данные о площади водосбора и средневзвешенной высоте по данным цифровой модели рельефа с данными РПВ.

Наиболее актуальными данными по стоку являются данные R-ArcticNET, поскольку они охватывают наблюдения за стоком воды в реках за актуальный репрезентативный период времени сопоставимый с периодом осреднения данных реанализа.

Для оценки все анализируемые водосборы были разбиты на 6 подрайонов по условиям внутригодового распределения стока: Горная Шория, западные склоны Кузнецкого Алатау, восточные склоны Кузнецкого Алатау, лесостепная зона, Приобье и лесная зона.

В среднем для всех анализируемых бассейнов рек разность в определении площадей водосбора составила 1,2 %. Наибольшая разность наблюдалась для следующих бассейнов: р. Васюган – с. Майск (- 22,8 %), р. Парбиг – п. Мельстрой (- 28,7%) и р. Бакса – с. Пихтовка (49,9 %). Эту разность можно объяснить тем, что верховья данных рек расположены в равнинной заболоченной части и ранее были учтены с недостаточной точностью.

Средняя разность средневзвешенных высот водосбора для анализируемых бассейнов составила 2 %. Наибольшая разность наблюдалась для следующих бассейнов: р. Суенга – с. Егорьевск (- 13,1 %), р. Иня (Нижняя) – с. Березовка (- 14,3 %) и р. Большая Юкса – п. Перво- Пашинский (- 14,6 %).

Результаты моделирования водного баланса для некоторых из анализируемых рек приведены в таблице 1.

Таблица 1. Водный баланс речных бассейнов.

Подрайон	Река-пункт	Сток, мм			Осадки, мм		Испарение. мм	
		R-ArcticNET	РПВ	Модель	РПВ	Модель	РПВ	Модель
Горная Шория	р.Мрас-Су- г.Мыски	555	624	431	978	878	354	447
	р.Кондома- пгт Кузедеево	546	573	387	953	885	380	498
Западные склоны Кузнецкого Алатау	р.Уса - г.Междуреченск	1392	1410	458	1620	851	210	393
	р.Верхняя Терсь - пос.Осиновое Плесо	1307	1410	369	1620	785	210	416
Восточные склоны Кузнецкого Алатау	р.Дудет- с.Тамбар	235	240	181	683	587	443	406
Лесостепная зона	р.Бердь - д.Старый Искитим	182	181	150	619	569	438	419
	р.Серта - с.Курск-Смоленка	105	90	128	574	545	484	417
Приобье	р.Бакса- с.Пихтовка	79	69	117	568	518	499	401
Лесная зона	р.Икса- с.Плотниково	121	83	117	586	535	503	418
	р.Орловка - пос.Дружный	227	192	230	644	650	452	420

Сведения о погрешностях в расчете водного баланса для бассейнов рек юго-восточной части Западной Сибири представлены в таблице 2.

В среднем ошибка в расчете стока составила - 3,5 % по сравнению с данными РПВ и

2,6 % по сравнению с базой данных R-ArcticNET. Ошибка в расчете осадков составила в среднем - 7,5 %. Для испарения с поверхности суши ошибка составила в среднем - 8,3 %.

Наименьшие ошибки были получены для лесной зоны (в среднем для осадков – 1 %, испарения – 2 %, стока по данным РПВ – 13 % и 8 % по данным R-ArcticNET).

Наибольшие ошибки были получены для Западного склона Кузнецкого Алатау и Приобья. Максимальные ошибки в расчете стока для данного подрайона Западного склона Кузнецкого Алатау составили в среднем – 73 % по данным РПВ и R-ArcticNET, для испарения – 69 %, для осадков – 51 %.

Для подрайона Приобья ошибки в расчете стока составили в среднем – 101 % по данным РПВ и 73 % по данным R-ArcticNET, для испарения – 22 %, для осадков – 10 %.

Для рек Западного склона Кузнецкого Алатау значительные погрешности обусловлены редкой осадкомерной сетью, неотражающей фактическое распределение осадков на наветренных склонах, что нашло отражение в реанализе климатических данных.

Для рек Приобья значительные погрешности обусловлены сильной заболоченностью водосбора и, следовательно, значительным удержанием стока. Из-за сильной заболоченности погрешность в определении водосборной площади по данным ЦМР для р. Бакса- с. Пихтовка составила около 50 % по сравнению с данными РПВ, которые используются в расчете стока в базе данных R-ArcticNET.

Таблица 2. Ошибки в расчете водного баланса.

Подрайон	Река-пункт	Ошибка, %			
		Сток (РПВ)	Сток (R-ArcticNET)-	Осадки	Испарение
Горная Шория	р.Мрас-Су- г.Мыски	22	31	10	-26
	р.Кондома- пгт Кузедеево	29	32	7	-31
Западные склоны Кузнецкого Алатау	р.Уса - г.Междуреченск	67	68	47	-87
	р.Верхняя Терсь - пос.Осиновое Плесо	72	74	52	-98
Восточные склоны Кузнецкого Алатау	р.Дудет- с.Тамбар	23	25	14	8
Лесостепная зона	р.Бердь - д.Старый Искитим	18	17	8	4
	р.Серта - с.Курск-Смоленка	-22	-42	5	14
Приобье	р.Бакса- с.Пихтовка	-48	-70	9	20
Лесная зона	р.Икса- с.Плотниково	3	-41	9	17
	р.Орловка - пос.Дружный	-1	-20	-1	7

В результате можно сказать, что для большинства бассейнов рек были получены приемлемые результаты оценки водного баланса. Помимо этого, в результате проведенного моделирования можно так же оценить внутригодовую структуру распределения элементов водного баланса и оценить их пространственное распределение с учетом ландшафтных особенностей. Значительные погрешности в определении водного баланса обусловлены редкой осадкомерной сетью, недостоверной оценкой границ водосбора, а также сильной заболоченностью некоторых рек.

Данные о водном балансе по данным РПВ не являются актуальными на данный момент и сильно устарели, к тому же они охватываю лишь небольшое количество речных бассейнов.

Но при этом данные о площадях водосбора и их средневзвешенных высотах по данным РПВ актуальны до сих пор, и это показывают результаты моделирования по данным ЦМР для большинства водосборов.

1. Елисеев А.О., Копысов С.Г. Ландшафтно-экологическое моделирование водного баланса юго-востока Западной Сибири // Водное хозяйство России. 2020. № 2. С. 102–117. doi: 10.35567/1999-4508-2020-2-7

2. Ресурсы поверхностных вод СССР: Гидрологическая изученность. Т. 15. Алтай и Западная Сибирь. Вып. 2. Средняя Обь / под ред. В. В. Зееберг. — Л.: Гидрометеоиздат, 1967. — 351 с.

3. A Regional, Electronic, Hydrographic Data Network For the Arctic Region: [Электронный ресурс] / Water Systems Analysis Group, University of New Hampshire, USA. – Режим доступа : http://www.rarcticnet.sr.unh.edu/v3.0/index.html.

АНАЛИЗ ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ ПОГОДЫ С ПОМОЩЬЮ МОДЕЛИ WRF

Золотов С.Ю., Логинов А.С.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
sergey-zo@yandex.ru

В последнее время для решения задач в метеорологии и климатологии исследователи все чаще используют физико-математические численные модели. Их растущая популярность в научных исследованиях обусловлена непрерывным улучшением различных схем параметризации с постепенным постоянным увеличением пространственного разрешения. Особую ценность применения этих моделей придает возможность воссоздания разнообразных ситуаций с опасными явлениями погоды.

Опасное природное явление – это гидрометеорологическое или гелиогеофизическое явление, которое по интенсивности развития, продолжительности или моменту возникновения может представлять угрозу жизни или здоровью граждан, а также может наносить значительный материальный ущерб. Важно отметить в определении о влиянии этого явления на жизнедеятельность человека, что и привлекает исследователей к их изучению.

К гидрометеорологическим явлениям относятся метеорологические (явления и процессы, происходящие в атмосфере), гидрологические, агрометеорологические и морские гидрометеорологические явления. Для полноценных исследований этих опасных природных явлений нам становится недостаточно использовать данные сети метеостанций в виду их ограниченного (небольшого) количества на больших территориях.

Для анализа причин возникновения опасных явлений в данной работе использована прогностическая модель WRF-ARW (Weather Research and Forecasting - Advanced Research WRF). Модель WRF – это мезомасштабная прогностическая модель и система ассимиляции данных современного поколения. Модель разработана для исследования атмосферных процессов и явлений мелкого (1–10 км) и среднего (порядка сотни километров) пространственного масштаба, в частности, и для расчета вероятности возникновения экстремальных явлений в исследуемой области. Также преимуществом моделирования является возможность воссоздать временной ход исследуемой величины на большой территории с малым пространственным шагом.

Модель основана на численном решении системы уравнений гидротермодинамики атмосферы с учетом процессов в верхнем слое суши или воды. В качестве начальных и граничных условий использовали результаты объективного анализа GFS.

Процессы подсеточного масштаба учитываются с помощью следующих параметризаций: пограничный слой – Quasi-Normal Scale Elimination PBL; микрофизические процессы – WRF Single-Moment 6-class scheme; физика подстилающей поверхности – Unified Noah land-surface model; параметризация облачности – Tiedtke scheme; длинноволновая и коротковолновая радиация – Goddard scheme.

В качестве исследуемой была выбрана область Западной Сибири с координатами 47°–63° с.ш. и 65°–105° в.д. и размерами 2000 на 1800 км с шагом по пространству 10 км. В центре данного региона находится город Томск. В данной работе рассматриваются два случая в этом регионе с опасными явлениями погоды за последние два года.

Первый случай представляет собой ситуацию с возникновением 30 апреля 2019 года большого температурного градиента в нижнем слое атмосферы в период развития аномально ранних гроз и шквалов. Начиная с 28 апреля 2019 года, на территории Западной Сибири происходили значительные пространственно-временные изменения многих метеорологических и геофизических величин, обусловленные смещением далеко на север полярного основного фронта и кратковременным вторжением тропической воздушной массы, а также последующим прохождением холодного фронта и наступлением арктической воздушной массы.

Для первого случая поле температуры воздуха на высоте 2 метра в 8:00 (UTC+07) 30 апреля 2019 года над исследуемой территорией было очень контрастным. Температура воздуха изменялась в диапазоне от -32 ºС на северо-западе до +18 ºС в центре региона (вблизи г. Томска). При этом ярко прослеживается область, вытянутая с юго-запада на северо-восток, обусловленная адвекцией тепла. Положению данной области соответствуют очаги сильной неустойчивости, хорошо проявляющиеся в полях изменения приземного давления и вертикальной компоненте ветра.

Моделью было определено, что в течение 30 апреля температура в приземном слое характеризовалась значительной внутрисуточной изменчивостью, например, в районе г. Томска произошло падение с +17,7 ºС 30 апреля 16:00 (UTC+07) до -2,3 ºС 1 мая 7:00 (UTC+07).

В этот же день отмечалась наименьшее значение приземного атмосферного давления 981 гПа, которое за последующие двое суток (до 3 мая) резко возросло до 1011 гПа (15 гПа/сутки). На контрастном холодном фронте рассматриваемой территории отмечалась активная грозовая деятельность со шквалистым усилением ветра до 23 м/с. На стадии максимального развития циклона холодные фронты арктической и полярной систем сблизились друг к другу на расстояние до 500 км с дальнейшим смещением на восток.

Второй случай представляет собой ситуацию с возникновением большой области аномального холода на территории Западной Сибири 25–27 декабря 2020 года. С 22 декабря зафиксировано образование антициклона со значением 1035 гПа с центром у архипелага Северная Земля. К 24 декабря произошло усиление его центра до 1050 гПа. По мере смещения арктического фронта к юго-востоку отмечалось образование гребня высокого давления, который был направлен на юг Западной Сибири.

В этот период отмечалось прояснение облачности над большей частью Западной Сибири, а также высокие значения атмосферного давления (1030-1040 гПа) и резкое падение температуры воздуха (со среднесуточной температурой воздуха ниже климатической нормы на 9 и более градусов до -40 °С и ниже). В частности, 25 декабря с 15:00 до 18:00 (UTC+07) граница области холода ниже -40 °С сместилась на юг сразу на 5 градусов широты.

Дополнительно на понижение температуры воздуха оказало влияние фактора радиационного выхолаживания (уход мгновенной поверхностной длинноволновой радиации достигал 300 Вт/м^2). С 27 декабря над югом Томской области отмечаются ледяные туманы (по данным метеостанций).

Для проверки результатов моделирования были задействованы данные наблюдений метеостанций Томска, Новосибирска, Омска, Ханты-Мансийска и Красноярска.

Средние значения ошибки между модельными расчетами и данными наблюдений по всем доступным точкам для температуры воздуха на 2 м составляет от 0,7 °С до 6,9 °С. Резкий скачок в значении этой ошибки для первого случая 3 мая возникает из-за особенностей параметризации в модели при определении условий конденсации водяного пара у поверхности, а также не совсем качественными начальными данными о типах почвы в местах нахождения метеостанций.

Модель адекватно воспроизводит поля давления, что обусловлено, прежде всего, качественными начальными данными глобальной модели GFS, а также корректно рассчитывает значения полей осадков и время максимального развития мезомасштабной конвективной системы, однако области интенсивных осадков не всегда совпадают с их фактическим распределением. Моделью описываются основные тенденции изменения скорости ветра, однако воспроизводятся не все особенности временного хода скорости ветра. В частности, ошибки в 2-4 м/с для второго случая возникают из-за систематического увеличения моделью значений u-компоненты горизонтального ветра.

Исследование выполнено в рамках госбюджетной темы № 121031300154-1.

ОЦЕНКИ МОДЕЛЬНЫХ ПРИБЛИЖЕНИЙ ЭМПИРИЧЕСКИХ ФРВ ДЛЯ МЕТЕОВЕЛИЧИН

Логинов А.С. Логинов С.В.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
loginov_as@sibmail.com

При исследовании вариаций атмосферной изменчивости часто используются функции распределения вероятности (ФРВ) основных атмосферных величин [1-2], анализ которых позволяет делать выводы о вкладе нелинейных взаимодействий в развитие бароклинных возмущений. Выборочная ФРВ может быть определена эмпирически по распределению частоты событий *x*. Далее, опираясь на счетное количество моментов распределения, форма распределения аппроксимируется известными классическими распределениями, либо конструируется, как отклонение от известного распределения, например, гауссова [4-5].

Недостаточная длина временных рядов ограничивает анализ и позволяет рассчитывать отдельные характеристики ФРВ, такие как асимметрия или эксцесс, (т.е. моменты/кумулянты 3, 4 порядков). В ряде исследований анализ асимметрии и эксцесса ФРВ атмосферных величин позволил выявить существенные отклонения от нормального распределения в регионах генерации бароклинных возмущений над западными частями океанов средних широт, что в целом согласуется с результатами [2, 3].

Необходимо заметить, что при моделировании ФРВ, как правило, предполагается распределение одномодовое и ее отклонение от гауссовости может быть описано рядом Грама-Шалье типа А, при этом порядок разложения ~ 4. Подобный подход, часто бывает оправданным, так как он удовлетворительно описывает центральную часть распределения, однако крылья распределения, характеризующие вероятность появления экстремальных событий, воспроизводятся менее точно. Цель работы - исследовать негауссовские отклонения в погодных вариациях в атмосфере основываясь на данных наблюдений и сконструировать статистическую модель негауссовских ФРВ для погодных вариаций в диапазоне экстремальных значений (>3 для нормализованных рядов x(t)).

В лаборатории физики климатических систем создана база данных наблюдений с 2005г по 2020гг. Автоматизированная метеорологическая информационно-измерительная система (АМИИС), размещенная на базе обсерватории ИМКЭС СО РАН позволяет проводить непрерывные измерения (с полуминутным усреднением) основных метеорологических величин, характеризующих состояние атмосферы, в частности приземного слоя: температуры воздуха (T), давления (P) и направления и скорости ветра. Для получения репрезентативных статистических оценок был выбран временной интервал с 2010 по 2019гг, достаточно протяженный и с минимальным количеством «сбоев» или пропусков измерений. Длина выборки (N), после разделения данных по сезонам года составила ~ $2{,}3\cdot10^5$ элементов. Участки с ошибочными показаниями приборов/аппаратуры (не соответствующими заданному диапазону значений), а также с пропусками данных исключались из выборки. «Сглаживание» временного ряда *X(t)* позволило уменьшить влияние эффекта Гиббса на краях исключаемых участков и уменьшить вклад «белого» шума в высокочастотную изменчивость величины. Ширина «сглаживающего» окна ~ 5мин. подбиралась так, чтобы корректно выделить аномалии *x*, и статистически значимо определять значения функции распределения вероятности на возможно большем интервале *x*.

Для нахождения составляющих *X(t),* соответствующих диапазонам масштабов атмосферной изменчивости применялся нуль-фазный полосовой частотный фильтр (ПЧФ) с ослаблением 25 дБ в низкочастотной полосе поглощения и 40 дБ в высокочастотной области. Переходные области ПЧФ и граничные частоты фильтра соответствуют значениям функции пропускания на уровне 0,5 [3]. Перекрытие фильтров для спектральных участков составило доли процента. Необходимо заметить, что из ряда $X_{ВИ}(t)$ также удалялся суточный ход (составляющая сигнала, соответствующая 24ч.).

При построении робастных оценок эмпирической ФРВ тип ядра сглаживания и его ширина определялись по минимальной разнице между значениями центральных моментов, рассчитанных по сглаженной ФРВ и найденных по определению. В расчетах использовались моменты и кумулянты вплоть до 40-го порядка.

Для моделирования плотности вероятности применялись асимптотические разложения $W(x)$ в ряд Грама-Шалье типа А, Гаусса-Эрмита, Эджворта, Петрова по алгоритмам [4-6].

Если ФРВ унимодальная, то ее можно разложить по ортонормированному базису, например по полиномам Эрмита (1), (разложение Гаусса-Эрмита [6]) или, применяя разложение Тейлора, представить $W(x)$как отклонение от гауссова распределения $W_G(x)$, получая в результате аппроксимации ряд Грама-Шалье типа А (2):

$$W^{GH}(x) \approx \sum_{i=0}^{\infty} a_i H_i(x) W_G(x),\ a_i = \frac{\sqrt{\pi}}{2^{i-1} i!} \int_{-\infty}^{\infty} W(t) H_i(x) W_G(x)\, dt \quad (1)$$

и

$$W^{GS}(x) = W_G(x) + \sum_{i=3}^{\infty} (-1)^i \frac{\beta_i}{i!} W_G^{(i)}(x) \quad (2)$$

где $W_G^{(i)}(x) = He_i(x) W_G(x)$, $\beta_i = \int_{-\infty}^{\infty} W(x) He_i(x)\, dx$, а $H_i(x)$, $He_i(x)$ - полиномы Эрмита i-го порядка в «физическом» и «вероятностном» представлении, δ_{nm} - символ Кронекера, β_i – квазимоменты i-го порядка, определяемые кумулянтами κ_i. Кумулянты κ_i связаны комбинаторными соотношениями с моментами распределения α_i [4].

Необходимо отметить, что применение разложения по полиномам Эрмита в (1) подразумевает использование всего вещественного интервала [-∞, ∞]. Использование конечных интервалов приводит (должно приводить) к ограничению порядка разложения плотности вероятности или функции распределения.

Примечательно, что зависимость коэффициентов разложения Гаусса-Эрмита, в отличие от остальных рассматриваемых приближений, напрямую от эмпирической ФРВ, а не от статистических характеристик распределения, что умаляет ценность практического применения этого разложения. Однако, именно это разложение для порядков > 10 дает лучшее приближение из рассмотренных.

Известной проблемой асимптотического разложения (ряд Грама-Шалье) является возможность получения плотности вероятности с отрицательными значениями особенно на «хвостах распределения». Использование конечных рядов приводит к успешному приближению только в случае распределений с умеренной асимметрией. Наиболее удачное приближение достигается подбором числа членов разложения. Учет аппроксимационных поправок моментов не дал существенных улучшений разложения.

Другой способ группировки членов разложения ряда Грама-Шалье — по порядку σ[4-6]. В случае nнезависимых нормированных величин, имеющих одинаковое распределение с положительной дисперсией и нулевым математическим ожиданием, $\sigma \sim n^{-1/2}$. Эджвортова форма ряда может быть получена из разложения характеристической функции ряда Грама-Шалье [4, 6]

Как и в случае использование рядов типа Грама-Шалье, это разложение достаточной хорошо описывает распределения близкие к нормальному, однако в случае произвольного распределения нерегулярность членов ряда может приводит росту ошибки для больших индексов. Следует отметить, что несмотря на сходство рядов Эджворта и Грама-Шалье, одинаковое кол-во используемых членов ряда могут приводить к различным приближениям. В большинстве случаев достаточно первых шести членов разложения [4]

Хотя в общем случае дисперсия не обязательно пропорциональна $n^{-1/2}$, ФРВ все же можно формально разложить в ряд по степеням σ в Эджвортовой форме [5-6]. Приемлемый результат приближения возможен при достаточно большом n [6].

Результаты рассчитанных ФРВ приведены на рис. 1. Можно увидеть, что хорошее приближение к эмпирической ФРВ наблюдается в центральной, «гауссо-подобной» части

распределения [-3,5 3,5] уже при небольших порядках разложения. В то же время, «хвосты распределения» в рамках рассматриваемых методов удовлетворительно описать не удалось.

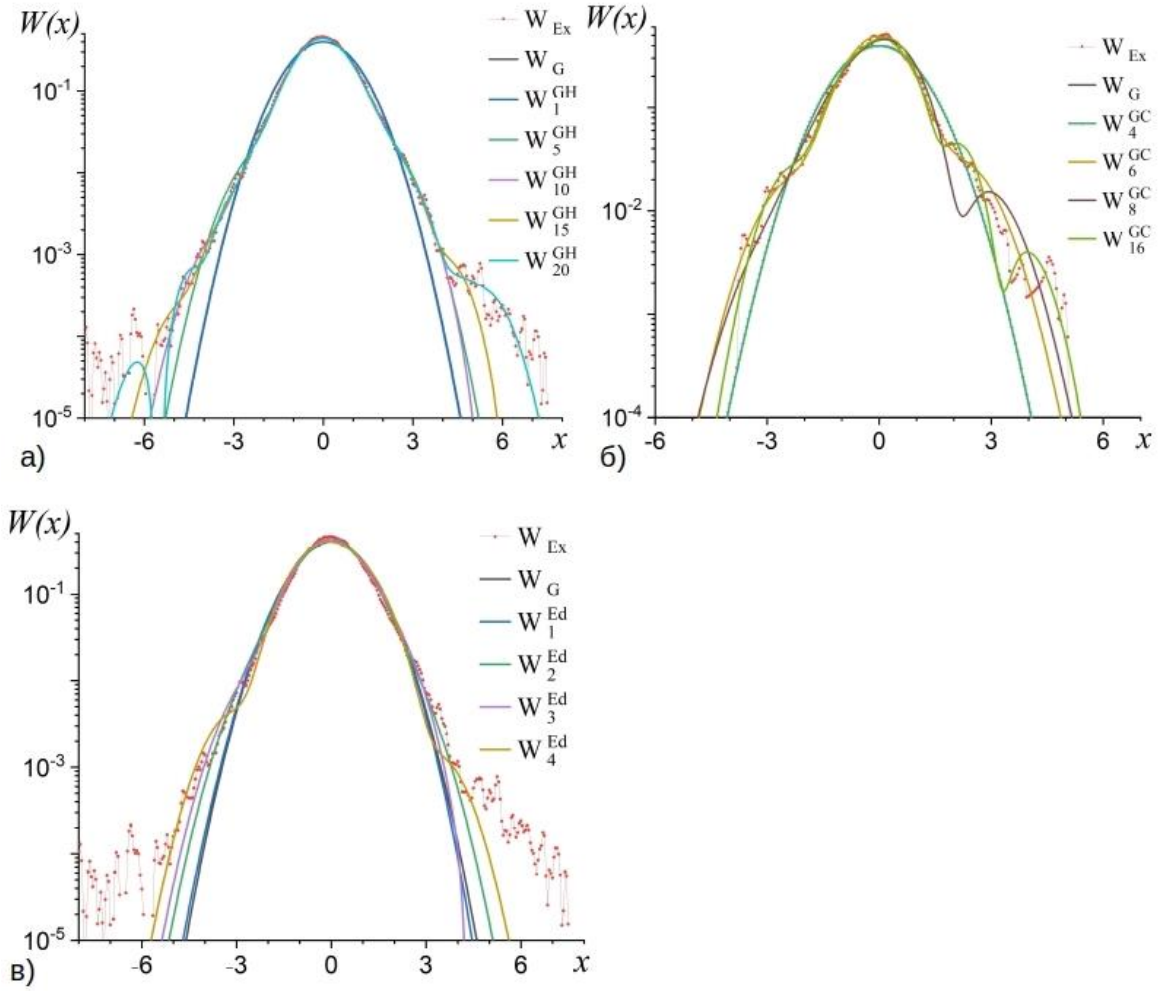


Рисунок 1. ФРВ для разложения Гаусса-Эрмита а), Грама-Шалье б), Эджворта в).

Исследование выполнено в рамках госбюджетной темы № 121031300154-1.

1. Sura, P. Perspectives of Non-Gaussianity in Atmospheric Synoptic and Low-Frequency Variability / Sura P. and Hannachi A. // J. Climate. – 2015. – Vol. 28. – P. 5091–5114.

2. On statistics of the free-troposphere synoptic component: an evaluation of skewnesses and mixed third-order moments contribution to the synoptic dynamics and fluxes of heat and humidity / Petoukhov V., Eliseev A.V., Klein R., Oesterle H. // Tellus A. – 2008. – Vol. 60. № 1.– P. 11–31.

3. Логинов С.В. Влияние негауссовой статистики атмосферных переменныхна экстремальные внутримесячные аномалии / Логинов С.В., Елисеев А.В., Мохов И.И.// Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2017.– Т.53, №3. – С. 307-317.

4. М. Кендалл. Теория распределений / М. Кендалл, А. Стюарт. - М.:Наука, 1966. -588с.

5. Петров В.В. Суммы независимых случайных величин / Петров В.В. - М.:Наука, 1972. - 416с.

6. Blinnikov S. Expansions for nearly Gaussian distributions /Blinnikov S., Moessner, R.// Astronomy and Astrophysics Supplement Series. – 1998. – T.130. – P. 193–205. – arXiv:astro-ph/9711239. Bibcode:1998A&AS..130..193B. doi:10.1051/aas:1998221.

ОСОБЕННОСТИ МОДЕЛИРОВАНИЯ ЭМПИРИЧЕСКИХ ФРВ ДЛЯ МЕТЕОВЕЛИЧИН С РАЗЛИЧНЫМ МАСШТАБОМ ВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ

Логинов С.В. Логинов А.С.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
logSV13@imces.ru, loginov_as@sibmail.com

В условиях современного глобального потепления возникновение/генерация аномалий климатических величин в том числе связано с изменением активности подвижных вихрей, осуществляющих межширотный тепло- и массообмен [1].

Исследование в [2] показало, что в Сибири, в начале XXI в., количество аномалий величиной >3σ увеличилось в 2 раза, что объяснялось изменением типа атмосферной циркуляции из-за уменьшения площади морского льда в Северном Ледовитом океане.

При исследовании динамических (вихревых) процессов атмосферная изменчивость *X(t)* традиционно подразделяется на компоненты, соответствующие разным временным масштабам [3, 4]: *высокочастотная* (ВИ, с периодом < 2 сут.), связанная с влиянием топографии и местных циклонов, *синоптическая* (СИ, 2-7сут.) обусловленная влиянием барического образования (циклона/антициклона) и *низкочастотная* (НИ, 10-30 сут.), соответствующая блокирующим образованиям. При исследовании вариаций атмосферной изменчивости часто используются функции распределения вероятности (ФРВ) основных атмосферных величин [5], анализ которых позволяет делать выводы о вкладе нелинейных взаимодействий в развитие бароклинных возмущений.

Статистические модели ФРВ [6] погодных вариаций в диапазоне экстремальных значений (>3 для нормализованных рядов x(t)) конструировались по данным измерений автоматизированной метеорологической информационно-измерительной система (АМИИС), размещенной на базе обсерватории ИМКЭС СО РАН.

Исходные данные представляли собой непрерывные измерения (с полуминутным усреднением) основных метеорологических величин, характеризующих состояние атмосферы приземного слоя: температуры воздуха (T), давления (P) и направления и величины скорости ветра. Для получения репрезентативных статистических оценок был выбран временной интервал с 2010 по 2019гг - достаточно протяженный и с минимальным количеством «сбоев» или пропусков измерений. Длина выборки (N), после разделения данных по сезонам года составила ~ $2{,}3\cdot10^5$ элементов. Участки с ошибочными показаниями приборов/аппаратуры (не соответствующими заданному диапазону значений), а также с пропусками данных исключались из выборки.

На рис.1 приведены диаграммы количества аномалий приземной температуры и давления для сезона года учитывая выбранные масштабы атмосферной изменчивости. На оси абсцисс отложены значения нормированных аномалий в безразмерных единицах, а по оси ординат указано количество лет, в которые происходили экстремальные события.

Как следует из диаграмм наибольший диапазон вариативности аномалий [-7, 7] приходится на масштаб ВИ, соответствующий региональным вихревым процессам. У температуры соответствующие аномалии были в 2014 году зимой и осенью, и были вызваны особенностями циркуляции и динамикой Сибирского антициклона. Максимальные аномалии давления $P'_{\text{ВИ}}$также приходятся на зиму и осень, однако происходили чаще: 4 года из 10 лет. Диапазон значений аномалий синоптической изменчивости $T'_{\text{СИ}}$ и $P'_{\text{СИ}}$ ~ [-5, 5], а их максимальная изменчивость для температуры приходится на зиму и осень, а для давления на осень. Максимальный диапазон значений аномалий $T'_{\text{НИ}}$ [-5, 5] приходился на зиму и весну, а для $P'_{\text{НИ}}$ максимальный диапазон был [-3, 3] и приходился на весну и осень. Чаще всего, каждый год, для температуры и давления наблюдались аномалии уровня 3, как правило, зимой.

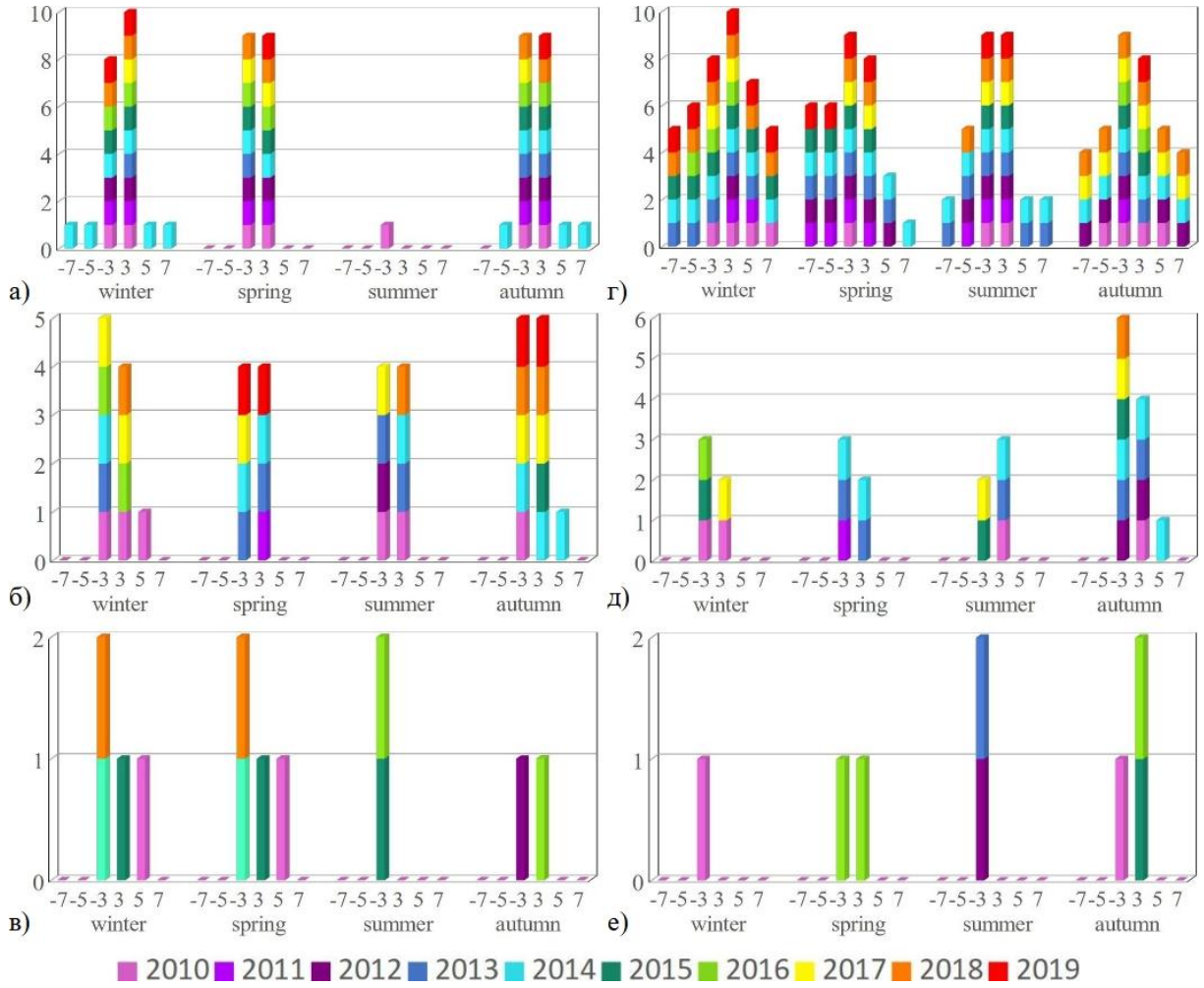


Рисунок 1. Количество лет с аномалиями температуры (левая панель):$T'_{\text{ВИ}}$(а), $T'_{\text{СИ}}$(б), $T'_{\text{НИ}}$(в) и давления (правая панель): $P'_{\text{ВИ}}$(г), $P'_{\text{СИ}}$(д), $P'_{\text{НИ}}$(е).

Проведенный предварительный анализ выявил границы диапазонов изменчивости для каждого масштаба исследуемых величин, в зависимости от сезона года. Полученные результаты были использованы для решения задачи моделирования ФРВ и выбора оптимальных характеристик распределения.

Для моделирования плотности вероятности применялись асимптотические разложения $W(x)$ в ряд Грама-Шалье типа А, Гаусса-Эрмита, Эджворта, Петрова по алгоритмам [6].

Качество приближения модельных ФРВ $W_m(x)$ к эмпирическим $W_e(x)$ оценивалось по величине d^2, определяемое как средний квадрат разности профилей нормированный на сумму средних квадратов профилей. Величина $d^2=0$, если плотности равны и, если значения одной из плотностей во много раз отличаются от другой (в среднем), то $d^2\approx1$.

Значения d рассчитывались как для полного диапазона аномалий $[0\leq|x|\leq8]$, так и для крыльев распределения ($|x|>3$), разделяя отрицательные ($x<-3$) и положительные ($x>3$) аномалии, при этом диапазон $3\leq|x|\leq4$ включался во все комбинации. Рассчитанные значения d^2 использовались для выявления оптимального типа приближения, порядка аппроксимирующего ряда и диапазона аномалий, что позволило получить оценки применимости модельных ФРВ для различных масштабов атмосферной изменчивости. Например, рассмотрим задачу моделирования аномалий температуры (зимнего сезона) синоптического масштаба. При использовании разложения Гаусс-Эрмита восстанавление ФРВ с наименьшей погрешностью ~ 25-30% происходит на крыльях: для отрицательных аномалий в диапазоне x□[-4 -3] с порядком разложения n~5, а для положительных x□[3 5] с n~4. Применение рядов Грама-Шалье показало, что для восстановления ФРВ с погрешностью ~ 25-

30% в области отрицательных аномалий и в центральной части т.е. x□[-4 3] достаточно n~4, а в области положительных аномалий n~20. При использовании разложения Эджворта область восстановления - x□[-4 5] и порядок разложения n=2, однако значения модельной и эмпирической ФРВ различаются в 2-3 раза. Таким образом, для моделирования аномалий температуры синоптического масштаба предпочтительно использовать ряды Грама-Шалье.

Исследование выполнено в рамках госбюджетной темы № 121031300154-1.

1. Funkcii raspredeleniya veroyatnosti dlya ciklonov i anticiklonov v period 1952–2000 gg.: instrument dlya opredeleniya izmenenij global'nogo klimata / Golicyn G.S., Mohov I.I., Akperov M.G., Bardin M.YU. // Doklady AN. –2007. –T. 413, № 2. – C. 254–256.

2. Vortex circulation and anomalous meteorological phenomena over the Asian territory of Russia in the context of climate change /Podnebesnykh N.V., Loginov S.V., Kharyutkina E.V., Usova E.I. // Proceedings Volume 11208, 25th International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. – 2019. – Vol. 112088. – DOI: 10.1117/12.2540911.

3. Sura, P. Perspectives of Non-Gaussianity in Atmospheric Synoptic and Low-Frequency Variability / Sura P. and Hannachi A. // J. Climate. – 2015. – Vol. 28. – P. 5091–5114.

4. On statistics of the free-troposphere synoptic component: an evaluation of skewnesses and mixed third-order moments contribution to the synoptic dynamics and fluxes of heat and humidity / Petoukhov V., Eliseev A.V., Klein R., Oesterle H. // Tellus A. – 2008. – Vol. 60. № 1.– P. 11–31.

5. Логинов С.В. Влияние негауссовой статистики атмосферных переменныхна экстремальные внутримесячные аномалии /Логинов С.В., Елисеев А.В., Мохов И.И.// Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2017.– Т.53, №3. – С. 307-317.

6. Blinnikov S. Expansions for nearly Gaussian distributions /Blinnikov S., Moessner, R.// Astronomy and Astrophysics Supplement Series. – 1998. – T.130. – P. 193–205. – arXiv:astro-ph/9711239. Bibcode:1998A&AS..130..193B. doi:10.1051/aas:1998221.

ГЕОИНФОРМАЦИОННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ САМОВОССТАНОВЛЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ОСУШЕННЫХ БОЛОТ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ

Синюткина А.А.
Сибирский научно-исследовательский институт сельского хозяйства и торфа – филиал Сибирского федерального научного центра агробиотехнологий РАН (г. Томск),
ankalaeva@yandex.ru

Использование разновременных космических снимков является общепринятым, а иногда и единственным доступным методом долгосрочного мониторинга водно-болотных угодий. В том числе, многими исследованиями показано, что данные Landsat могут быть использованы для моделирования характеристик растительного покрова болот, что является недорогим и эффективным методом оценки накопления углерода на болотах разных биогеографических областей [1-7]. Не смотря на перспективность, высокую научную и практическую значимость, для территории таежной зоны Западной Сибири работы по мониторингу экосистемных процессов с использованием спутниковых данных в пределах заболоченных территорий не многочисленны [8], в том числе отсутствует информация о динамике растительного покрова антропогенно нарушенных экосистем.

Целью исследования является оценить трансформацию растительного покрова после осушения и интенсивность процессов самовосстановления верховых болот на основе ретроспективного анализа данных спутниковых снимков Landsat с использованием вегетационного индекса NDVI. Объектами исследования являются пять ключевых участков на осушенных и аналогичном естественном верховых болотах в пределах междуречных равнинах в бассейне р. Чая, левобережной надпойменной террасы р. Бакчар и правобережной второй надпойменной террасы р. Обь (таблица 1).

Таблица 1. Характеристика ключевых участков [9].

Ключевой участок		Номер площадки	Координаты	Уровень болотных вод, см	Положение	Антропогенная нагрузка
1	Колпашево (К)	К1	58°19'07"N 83°06'37"E	-100	терраса р. Кеть	гидролесомелиорация
		К2	58°19'10"N 83°06'36"E	-100		
2	Усть-Бакчарское болото (UB)	UB 1	57°34'41"N 82°16'26"E	-42	терраса р. Бакчар	осушение для добычи торфа
		UB 2	57°34'33"N 82°16'22"E	-27		
3	Бакчарский болотный массив (BB)	BB1	56°53'29"N 82°40'47"E	-26	междуречье Бакчар-Икса	гидролесомелиорация
		BB2	56°53'48"N 82°40'56"E	-11		
4	Иксинский болотный массив (IB)	IB1	56°50'25"N 83°15'18"E	-27	междуречье Икса-Шегарка	гидролесомелиорация
		IB2	56°51'15"N 83°15'55"E	-23		
5	Бакчарский болотный массив (фон)	BBpr	56°58'24"N 82°36'41"E	-11	междуречье Бакчар-Икса	естественный участок

Территория исследования относится к подзоне южной тайги Западной Сибири. Растительный покров всех ключевых участков представлен сосново-кустарничково-сфагновым фитоценозом, иногда с примесью кедра и березы. Видовой состав характеризуется доминированием *Pinus sylvestris, Ledum palustre, Chamaedaphne calculata*, сфагновых мхов. Осушение участков проведено в 1980 гг. сетью открытых каналов с целью лесомелиорации (Бакчарский и Иксинский болотные массивы, болота в окрестностях г. Колпашево) и добычи

торфа (Усть-Бакчарское болото). Отсутствие лесопосадочных работ и ремонта дренажной сети привело к развитию процессов самовосстановления осушенных болот. В зависимости от исходной нормы осушения и современного состояния дренажной сети, болота находятся на разной стадии самовосстановления растительного покрова. В качестве объекта сравнения выбран ключевой участок в бассейне р. Ключ в пределах естественной части Бакчарского болотного массива.

Ретроспективный анализ проведен в соответствии с контурами карты растительного покрова ключевых участков, созданной путем классификации снимков Landsat8 в среде QGIS с использованием Semi-Automatic Classification Plugin. Методика выполнения геоинформационного моделирования осушенных болот с использованием программного пакета QGIS включала в себя ряд этапов:

1) Выбор космических снимков на территорию исследования. При выборе снимков, кроме отсутствия облаков и теней от них на территории ключевых участков, предпочтение отдавалось середине вегетационного периода и датам максимально близким ко времени проведения полевых исследований. Таким образом, для Бакчарского и Иксинского болот был выбран снимок, полученный 13.07.19, для Усть-Бакчарского болота и болота в окрестностях г. Колпашево – 31.07.20.

2) Создание шейп-файла, включающего прямоугольный контур, ограничивающего область интересов для каждого ключевого участка. Площадь контура определялась исходя из принципов однородности ландшафтной структуры с доминированием сосново-кустарничково-сфагновых болот, площади осушительной сети. Площади контуров для ключевых участков составили: Колпашево – 106 км2 (включает ряд изолированных болотных массивов со схожей ландшафтной структурой), Бакчарское болото - 44 км^2, Иксинское болото – 25 км^2, Усть-Бакчарское болото – 4 км^2.

3) Вырезание космического снимка (каналы 2-7) по границам шейп-файла.

4) Создание обучающих выборок с использованием данных полевых исследований на ключевых участках. Каждый ключевой участок разделен на 6-8 макроклассов (лес, поле, заболоченный лес, топи, комплексные болота, сосново-кустарничково-сфагновые болота – естественные, осушенные разделены на два класса в соответствии с участками проведения полевых исследований). Каждый макрокласс включал как минимум 5 полигонов ROI.

5) Классификация ключевых участков проведена с использованием спектральных каналов видимого и инфракрасного диапазонов методом максимального сходства. Результаты классификации сохранены в виде шейп-файла.

6) Визуальная оценка результатов классификации, удаление ошибочно выделенных контуров за пределами сосново-кустарничково-сфагновых болот.

Для дальнейшей работы (определения NDVI и моделирования самовосстановления растительного покрова осушенных болот) использовались только контуры, соответствующие участкам сосново-кустарничково-сфагновых болот.

Для оценки последствий осушения и процессов самовосстановления болот использовались спутниковые данные Landsat за период 1973–2020 гг. Определение NDVI проведено с использованием растрового калькулятора Semi-Automatic Classification plugin. Мы использовали данные спутника Landsat 8 за период май-сентябрь для выявления закономерностей сезонной динамики NDVI (2013–2020 гг.), но для расчета средних значений за вегетационный период по годам мы ограничились только летними значениями (июнь-август). Из-за из высокой облачности, характерной для рассматриваемой территории, количество снимков за период май-сентябрь составляло всего от 2 до 8 в год за период 2013–2020 гг. За более ранний период съемки (1999–2012 гг., Landsat 7) из-за дефекта аппаратуры подходящих снимков оказалось еще меньше (1–3 за вегетационный период), предпочтение отдавалось снимкам, полученным в июле-августе. Следует отметить, что непрерывный ряд съемки Landsat 1–5 за период 1973–1999 гг. отсутствует, но нам удалось получить данные за период до осушения (1973–1978 гг.), период в первые годы после осушения (1989–1990 гг.). Всего для анализа были использованы спутниковые данные за 77 дат съемки, на основе

которых определено 456 значения NDVI для точек полевых исследований и 252 значения NDVI для контуров растительного покрова ключевых участков. Чтобы исключить влияние динамики NDVI, связанной с особенностями вегетационного периода, и возможных ошибок, связанных с использованием неоднородного во временном отношении ряда данных, ретроспективный анализ проведен с использованием не абсолютных значений NDVI, а отношения значений NDVI осушенных болот к естественному участку на Бакчарском болоте на каждую дату съемки. Сравнение значений NDVI между ключевыми участками проведено с использованием критерий Краскела-Уоллиса за пять отдельных периодов (1970 гг., 1989–1990, 1999–2008, 2009–2018, 2019–2020. Выделение этапов проводилось для каждого участка индивидуально исходя из закономерностей динамики значений NDVI.

Для большинства участков (главным образом Бакчарское, Иксинское болота, болото в окрестностях г. Колпашево) характерны сходные закономерности динамики NDVI. На первом этапе, включающем период до осушения, значения NDVI были близки к естественному участку, что подтверждает сходные условия до проведения осушительной мелиорации. Второй этап 1989–2001(2002) гг. характеризуется снижением NDVI относительно естественного болота. Вероятно, это происходило за счет деградации моховой растительности, являющейся чутким индикатором снижения уровня болотных вод, при отсутствии значительного прироста древесного яруса. Далее, с начала 2000 гг. наблюдается рост значений и стабилизации их на уровне естественного болота (рисунок 1). Для Усть-Бакчарского болота характерно более значимое снижение NDVI в первые годы после осушения, что в большей степени проявляется на участке UB1. Это вероятно связано с более значимой деградацией мохового покрова в связи более сильным снижением уровня болотных вод. К 1999–2000 на участке UB1 значения NDVI восстановились до уровня естественного болота. Более раннее повышение NDVI в сравнении с остальными участками вероятно объясняется интенсивным разрастанием кустарничкового яруса, в частности увеличения проективного покрытия голубикой, являющейся индикатором осушения. В 2002–2010 годах мы опять наблюдаем снижение NDVI, что вероятно объясняется пожаром, произошедшим в этот период. После 2010 происходит стабилизация значений NDVI на уровне выше естественного болота, что уже было отмечено выше.

Таким образом, использование продолжительного временного ряда архивных данных спутниковой системы Landsat, в том числе включающей этап до антропогенной нагрузки, позволило выявить основные закономерности развития осушенных верховых болот Томской области. Большая трансформация растительного покрова характерна для Усть-Бакчарского болота, осушенного с целью добычи торфа. Кроме того, на сукцессионные смены растительности под влиянием снижения уровня болотных вод накладывается влияние пожаров, периодически возникающих на этом болоте в следствии постоянно низкого уровня болотных вод. Для участков болот, осушенных с целью лесомелиорации, влияние осушение было менее значимо, и в настоящее время значения NDVI близки к естественному болоту.

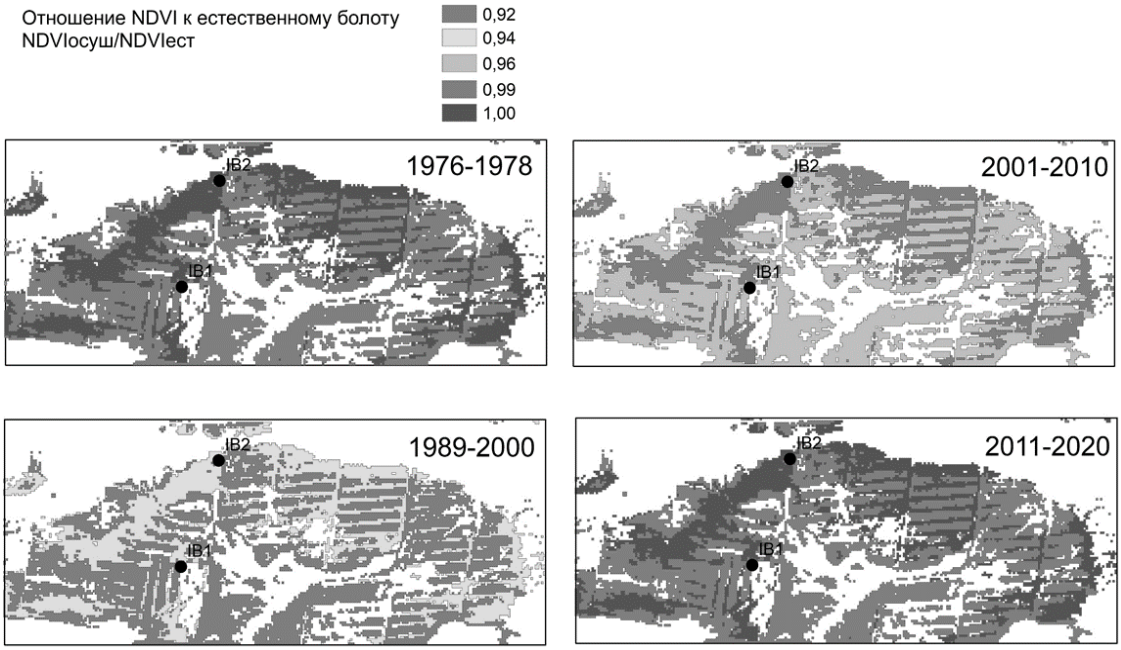


Рисунок 1. Динамика NDVI участков осушенных болот относительно естественного ключевого участка (на примере Иксинского болота).

Исследование выполнено при финансовой поддержке РНФ в рамках научного проекта № 19-77-00010.

1. Amani M., Salehi B., Mahdavi S., Brisco B. Spectral analysis of wetland using multi-sourse optical satellite imagery // ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing. 2018. 144. PP. 119–136.

2. Davranche A., Lefebvre G., Poulin B. Wetland monitoring using classification trees and SPOT-5 seasonal time series // Remote Sensing of Environment. 2010. 114. PP. 552–562.

3. Ghosh S., Mishra D.R., Gitelson A.A. Long-term monitoring of biophysical characteristics of tidal wetlands in the northern Gulf of Mexico – A methodological approach using MODIS // Remote Sensing of Environment. 2016/ 173. PP. 39–58.

4. Ludwig C., Walli A., Schleicher C., Weichselbaum J., Riffler M. A highly automated algorithm for wetland detection using multi-temporal optical satellite data // Remote Sensing of Environment. 2019. 224. PP. 333–351.

5. Petus C., Lewis M., White. Monitoring temporal dynamics of Greate Artesian Basin wetland vegetation, Australua, using MODIS NDVI // Ecological Indicators. 2013. 34. PP. 41–52.

6. Rebelo L.M. Finlayson C.M., Nagabhatla N. Remote sensing and GIS for wetland inventory, mapping and change analysis // Journal of Environmental Management. 2009. 90. PP. 2144–2153.

7. Vittorio C. Georgakakos A. Land cover classification and wetland inundation mapping using MODIS // Remote Sensing of Environment. 2018. 204. PP/ 1–17.

8. Дюкарев Е.А., Алексеева М.Н., Головацкая Е.А. Исследование растительного покрова болотных экосистем по спутниковым данным // Исследование Земли из космоса. 2017. № 2. С. 38-51.

9. Синюткина А.А. Оценка трансформации торфяной залежи осушенных верховых болот юго-восточной части Западной Сибири // Геосферные исследования. 2020. № 1. С. 78–87.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ

Солтаганов Н.А., Ботыгин И.А., Лемешонок К.А.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
bia@tpu.ru

На сегодняшний день существует огромное количество сфер, в которых ежедневно применяются нейронные сети для решение каких-либо задач. Так, например, одно из исследований, основанное на применении рекуррентных нейронных сетей, представляет из себя прогнозирование человеческого поведения в людных местах [1]. Как известно, человек ориентируются в местах большого скопления людей основываясь на некоторых социальных инстинктах. Представлено исследование этого феномена человека в социальной среде с целью прогнозирования будущей траектории его движения. Оценка будущего сетевого трафика на основе предыдущей статистики и планировании сети, корректного распределения ресурсов и сетевой безопасности представлена в работе [2]. Группой индийских ученых была спроектирована модель рекуррентной сети для прогнозирования паводков на реках [3]. Одной из наиболее востребованных областей исследования являются природные катаклизмы, так как они способны причинить огромный вред человечеству в целом [4-10]. В данной сфере существует исследование, связанное с прогнозированием землетрясений [4]. Китайскими исследователями разработана нейросетевая модель для прогнозирования скорости ветра, что позволяет планировать оптимальное размещение и строительство ветряных электростанций [5].

В настоящей работе описывается разработка рекуррентной нейронной сети с долгой краткосрочной памятью и исследование её возможностей по прогнозированию временных рядов на примере различных метеорологических параметров. Основным источником данных для обучения и анализа способности к прогнозированию временных рядов использовался портал Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, предоставляющий различные метеорологические и радиационные данные по Томской области [11]. Для тестирования эффективности прогнозирования сети использовалась выборка измерений температуры окружающей среды общим объемом в шестьсот измерений, произведенных через каждые 45 минут в промежутке с 01.01.2018 по 20.01.2018 (рис. 1).

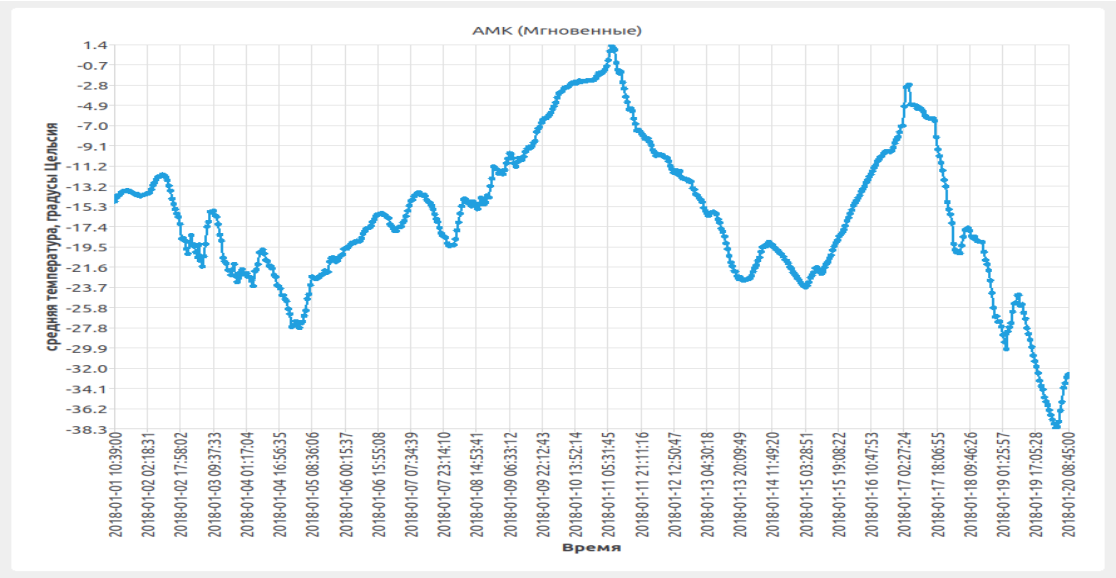


Рисунок 1. Временной ряд измерений температуры.

Выбор оптимальной архитектуры нейронной сети производился исходя из экспериментов. Осуществлялось варьирование параметров нейронной сети таких как: количество нейронов в скрытых слоях, количество скрытых слоев (глубина сети), количество эпох обучения, размер мини-выборки. Была разработана структурная схема базовой модели нейронной сети, которая включала в себя все необходимые компоненты (рис. 2).

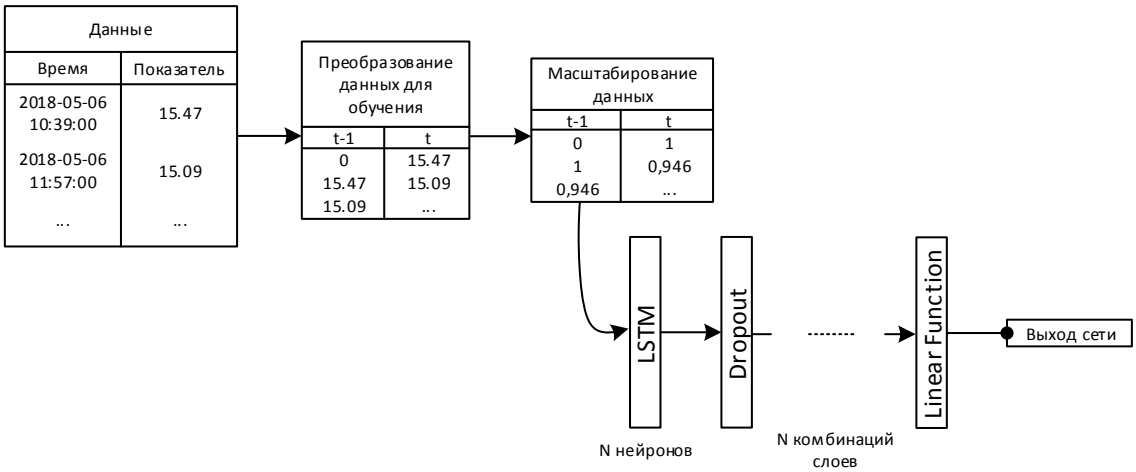


Рисунок 2. Базовая модель нейронной сети.

Для оценки точности прогнозирования было использовано среднеквадратичное отклонение. При обучении использовались два оптимизатора – стохастический оптимизатор градиентного спуска SGD и адаптивная оценка момента Adam.

Таким образом, в результате проведения множества экспериментов (дополнительно использовался метод ранней остановки обучения) удалось достичь минимального значения отклонения. График для одноэтапного прогнозирования представлен на рисунке 3.

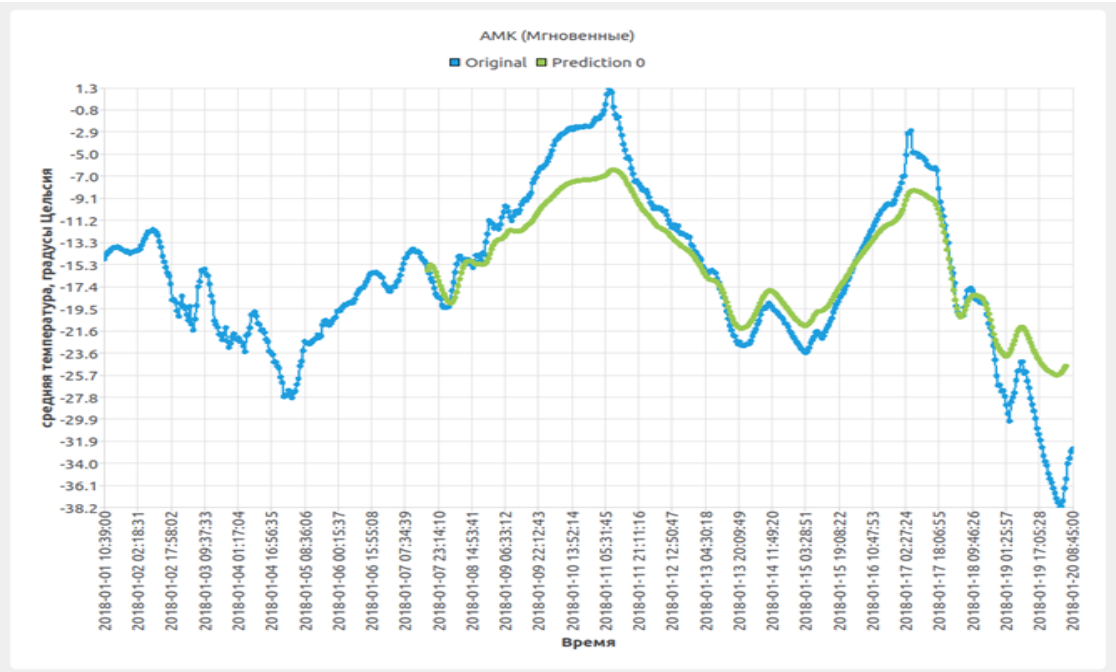


Рисунок 3. Наиболее точное одноэтапное прогнозирование.

Метод многоэтапного прогнозирования дает возможность прогнозировать не одно значение, а сразу несколько. Данная возможность реализуется за счет изменения модели нейронной сети, а именно формы входных и выходных данных. Если при одноэтапном прогнозировании на вход нейронной сети подавалось единственное значение и на выходе

также получали единственное значение показателя для следующего временного шага, то при многоэтапном методе на вход нейронной сети подавался вектор значений измерений определенной размерности и на выходе также формировался вектор прогнозируемых значений (также заданной размерности). На рисунке 4 представлен график многоэтапного прогнозирования (при размере входного вектора равном одному измерению и выходного – равном четырем измерениям).

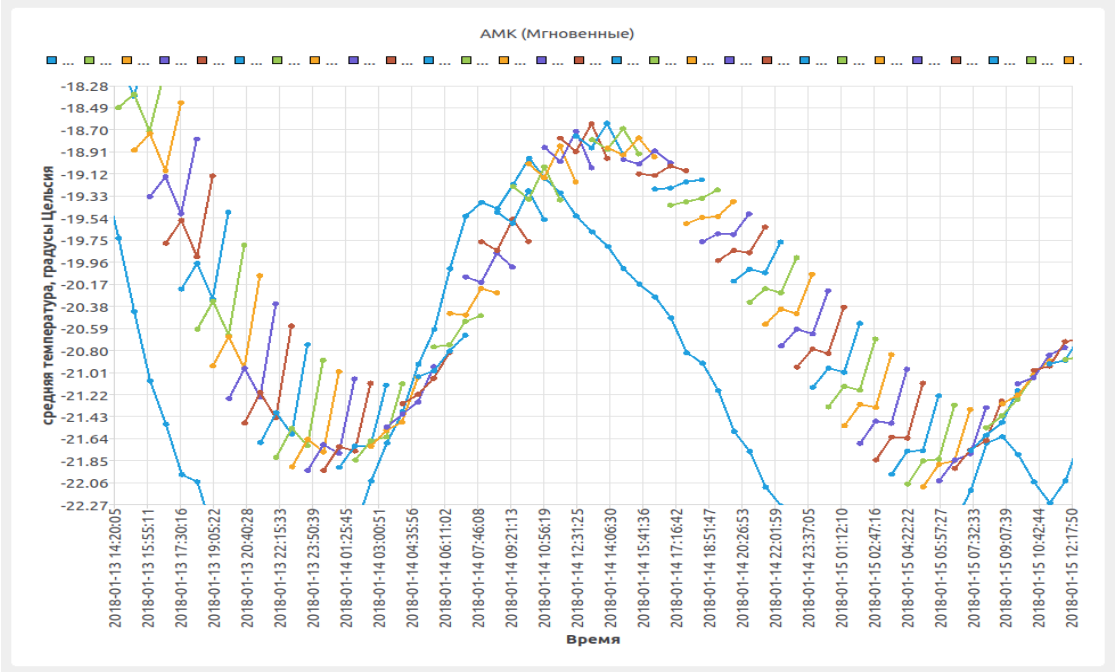


Рисунок 4. Наиболее точное многоэтапное прогнозирование.

В процессе работы проводились исследования архитектур нейронных сетей, анализ алгоритмов обучения. Были реализованы различные виды моделей для прогнозирования и проведены эксперименты для оценки их эффективности. Были выявлены наиболее оптимальные параметры нейросетевой модели для применения в задаче прогнозирования метеорологических рядов наблюдений, а также разработан программный комплекс для прогнозирования временных рядов на основе алгоритмов искусственных рекуррентных сетей.

1. Alahi A., Goeln K., Ramanathan V., Robicquet A., Fei L., Savarese S. Social lstm: Human trajectory prediction in crowded spaces // Proceedings of the IEEE conference on computer vision and pattern recognition. 2016. pp. 961-971.

2. Azzouni A., Pujolle G. A long short-term memory recurrent neural network framework for network traffic matrix prediction // URL: https://arxiv.org/abs/1705.05690 arXiv (accessed 17 January 2021).

3. Kumar D. N., Raju K. S., Sathish T. River flow forecasting using recurrent neural networks // Water resources management. 2004. Vol. 18, no. 2, pp. 143-161.

4. Bhatia A., Pasari S., Mehta A. Earthquake forecasting using artificial neural networks // Int. Arch. Photogramm. Remote Sens. Spatial Inf. Sci. 2018. Vol. XLII-5, pp. 823–827.

5. Liu H., Mi X., Li Y. Smart multi-step deep learning model for wind speed forecasting based on variational mode decomposition, singular spectrum analysis, LSTM network and ELM // Energy Conversion and Management. 2018. Vol. 159, pp. 54-64.

6. Kim S. H., Chun S. H. Graded forecasting using an array of bipolar predictions: application of probabilistic neural networks to a stock market index // International Journal of Forecasting. 1998. Vol. 14, no. 3, pp. 323-337.

7. Chen K., Zhou Y., Dai F. A LSTM-based method for stock returns prediction: A case study of China stock market // IEEE International Conference on Big Data. 2015. pp. 2823-2824.

8. Nelson D., Pereira A., Oliveira R. Stock market's price movement prediction with LSTM neural networks // International Joint Conference on Neural Networks. 2017. pp. 1419-1426.

9. Akita R., Yoshihara A., Matsubara T., Uehara K. Deep learning for stock prediction using numerical and textual information // 2016 IEEE/ACIS 15th International Conference on Computer and Information Science (ICIS). 2016. pp. 1-6.

10. Mathieu M., Couprie C., LeCun Y. Deep multi-scale video prediction beyond mean square error // URL: https://arxiv.org/abs/1511.05440 (accessed 17 January 2021).

11. Система климатического мониторинга // URL: http://mon.imces.ru/ (дата обращения: 11.04.2021).

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ЯЗЫКА R ДЛЯ АНАЛИЗА ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ МЕТОДОМ СИНГУЛЯРНОГО СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА

Ступин И.К., Ботыгин И.А., Шерстнёв В.С., Шерстнёва А.И.
Национальный исследовательский Томский политехнический университет, bia@tpu.ru

Одним из подходов при исследовании структуры временных рядов является сингулярный спектральный анализ (Singular Spectrum Analysis, SSA) [1-4]. В России этот подход получил название «Гусеница». Основанный на выделении главных компонентов, помогает решить задачу как прогноза, так и идентификации анализируемого временного ряда. Целью данной работы является исследование возможностей языка R для выполнения декомпозиции, реконструкции и прогнозирования временных рядов, используя коллекцию (пакет) непараметрических методов для сингулярного спектрального анализа Rssa. Пакет Rssa содержит эффективные функции для применения основных SSA алгоритмов, а также включает множество визуальных средств, которые могут быть полезны для того, чтобы выбрать правильные параметры SSA и правильно интерпретировать результаты.

Метод SSA обеспечивает разложение временного ряда на интерпретируемые аддитивные составляющие. При использовании SSA не требуется стационарности ряда и предварительного задания модели ряда. Но даже с такими условиями метод SSA позволяет решать такие задачи, как выделение тренда, обнаружение периодичной составляющей, сглаживание ряда.

Основные этапы алгоритма SSA можно описать следующим образом. Пусть есть временной ряд $X = (x_1, \dots, x_n)$, где n – длина ряда. И имеется некоторое целое число L $(1 < L < n)$, определяющее длину окна, а также число L-мерных векторов $K = n - L + 1$.

Первым шагом является **вложение**, на нем строится $L \times K$траекторная матрица ряда X.

$$X = [X_1 : \dots : X_K] = \begin{bmatrix} x_1 & \cdots & x_K \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ x_L & \cdots & X_n \end{bmatrix}, \text{ где } X_i = (x_i, \dots, x_{i+L-1})^T \text{и } (1 \le i \le K)$$

Другими словами, каждый элементарный ряд дает информацию о тренде (направленном движении), а также о шумах и помехах. На данном шаге происходит следующее: из временных рядов выбирается начальный и конечный интервал, который включает конечное количество N состояний системы. Затем выбирается число задержек L (окно), содержащее значение от 1 до n. Эти значения образуют первый ряд матрицы X. Второй ряд матрицы X будет включать числа от 2 до $L + 1$ (окно сдвигается на +1) и так далее. Последнее состояние последовательности L будет находиться в последнем ряду матрицы X. В сумме получается L наблюдений временного ряда. Происходит трансформация одномерного временного ряда в L-мерный. X – траекторная матрица, которая состоит из L рядов (их называют траекториями) и n колонок. Таким образом строится траекторная матрица. Теперь есть возможность разложить временные ряды на элементарные компоненты, т. е. произвести сингулярное разложение.

Вторым шагом является **сингулярное разложение**. Проведем сингулярное разложение траекторной матрицы X (соответствует длине окна L). Положим $S = XX^T$ и обозначим собственные числа матрицы S $\lambda_1, \dots, \lambda_L$ в порядке убывания, т.е. $(\lambda_1 \ge \dots \ge \lambda_L \ge 0)$. Введем понятие: ортонормированная система $U_1, \dots, U_L$ – это собственные векторы матрицы S.

Пусть $d = \max\{i \text{, где } \lambda_i > 0\}$. Обозначив $V_i = \frac{1}{\sqrt{\lambda_i}} X^T U_i$, где $i = [1; d]$, получим разложение траекторной матрицы по формуле: $X = X_1 + \dots + X_d$, где $X_i = \sqrt{\lambda_i} U_i V_i^T$.

Третьим шагом производится **группировка собственных троек**. Множество индексов $\{1, \dots, d\}$ разбиваются на m непересекающихся подмножеств $I_1, \dots, I_m$.

Пусть $I = \{i_1, \dots, i_p\}$. Тогда результирующая матрица X_I, соответствующая группе I, определяется как $X = X_{i_1} + \dots + X_{i_p}$. Такие матрицы вычисляются для $I = I_1 + \dots + I_m$, для того, чтобы можно было разложение записать в сгруппированном виде: $X = X_{I_1} + \dots + X_{I_m}$. Сама процедура выбора множеств $I_1, \dots, I_m$ называется группировкой собственных троек.

Четвертым шагом производится **диагональное усреднение**. Каждая матрица X_{I_j}сгруппированного разложения ганкелизуется (усредняется по анти-диагоналям) и затем полученная ганкелева матрица трансформируется в новый временной ряд длины n на основе взаимно-однозначного соответствия между ганкелевыми матрицами и временными рядами. Диагональное усреднение, применённое к каждой результирующей матрице X_{I_k}, производит восстановленные ряды $\widetilde{X^{(k)}} = (\widetilde{x_1^{(k)}}, \dots, \widetilde{x_n^{(k)}})$. Таким образом, исходный ряд $x_1, \dots, x_n$ раскладывается в сумму m восстановленных рядов: $x_n = \sum_{k=1}^{m} \widetilde{x_n^{(k)}}$, где $(n = 1, \dots, n)$.

Данное разложение является главным результатом алгоритма SSA для анализа временного ряда. Это разложение имеет смысл, если каждый из его компонентов может быть интерпретируем либо как тренд, либо как колебания (периодики), либо как шум.

Практические эксперименты были проведен на данных, полученных с ультразвуковой метеостанции № 167 с координатами (56.48˚ с.ш., 85.05˚ в.д.) [5]. Полные данные содержат 362516 значений по 17 параметрам (т.е. общий объем равен 6162772 значений, 11.4 Мб). В работе использовались значения температуры воздуха за период с 2018-10-01 по 2019-10-15. Временные ряды формировались с различным шагом дискретизации для того, чтобы изучить работу метода SSA на данных разного объёма, но за одинаковый период наблюдения.

На рисунке 1 приведен график исследуемого температурного ряда с шагом дискретизации – 1 минута.

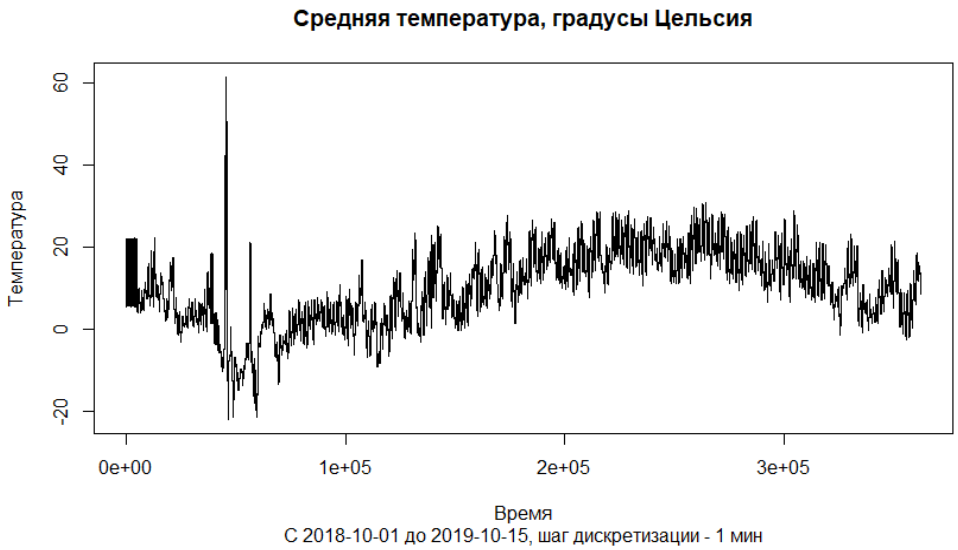


Рисунок 1. Исходный временной ряд.

На рисунке 2 и рисунке 3 представлены получившиеся графики собственных векторов и пар собственных векторов.

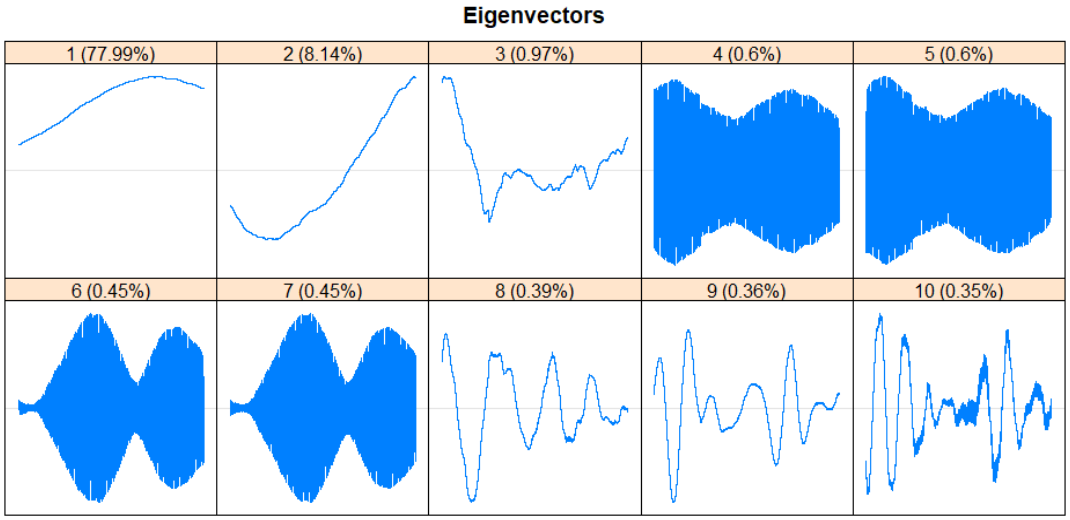


Рисунок 2. Собственные векторы.

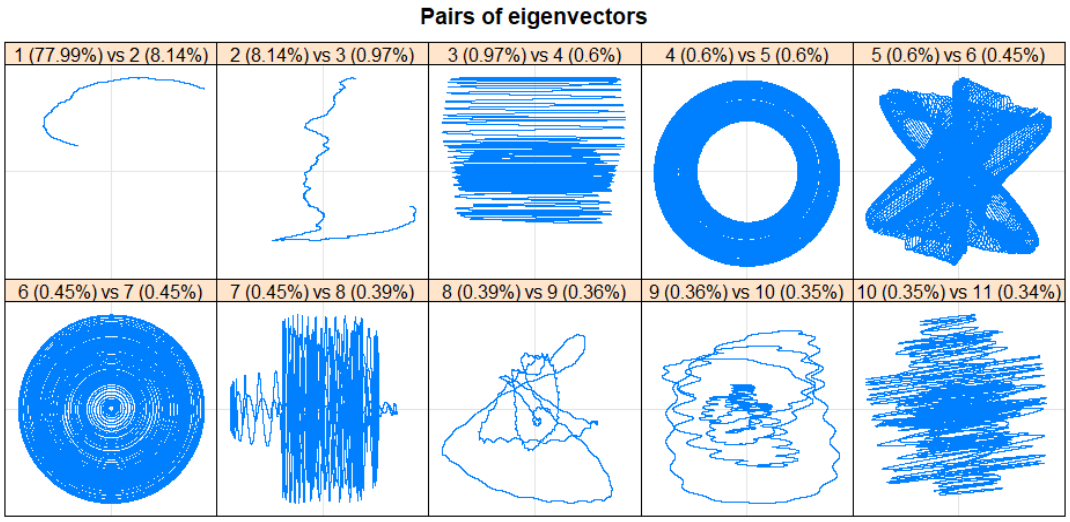


Рисунок 3. Пары собственных векторов.

Из рисунка 2 видно, что первые 2 вектора достаточно простые и, вероятнее всего, отвечают за тренд. Пары векторов 4-5 и 6-7 образуют круги. Это значит, что составляющие сигналы – гармонические. Пара векторов 5-6 тоже имеет гармоническую природу. Остальные векторы, предположительно, относятся к шуму.

Построенная матрица взвешенных корреляций (w-корреляций) между отрезками ряда, позволила уточнить компоненты тренда, шума и гармонические компоненты (рис. 4). Каждый из блоков соответствует одному из компонентов. Компоненты тренда – это одиночные компоненты, не коррелирующие с остальными. Гармонические компоненты – это пары последовательных компонент, коррелирующие друг с другом. Компоненты шума – это область, в которой компоненты коррелируют друг с другом, образуя «облако». Смешение компонентов проявляется в корреляции между компонентами, которые принадлежат разным слагаемым.

В исследуемом температурном ряду выделяются 2 группы – с первого по 8 компоненты и остальные. Причем между компонентами с 1 по 5 очень хорошая разделимость, они отвечают за тренд и гармоники, остальные – шум.

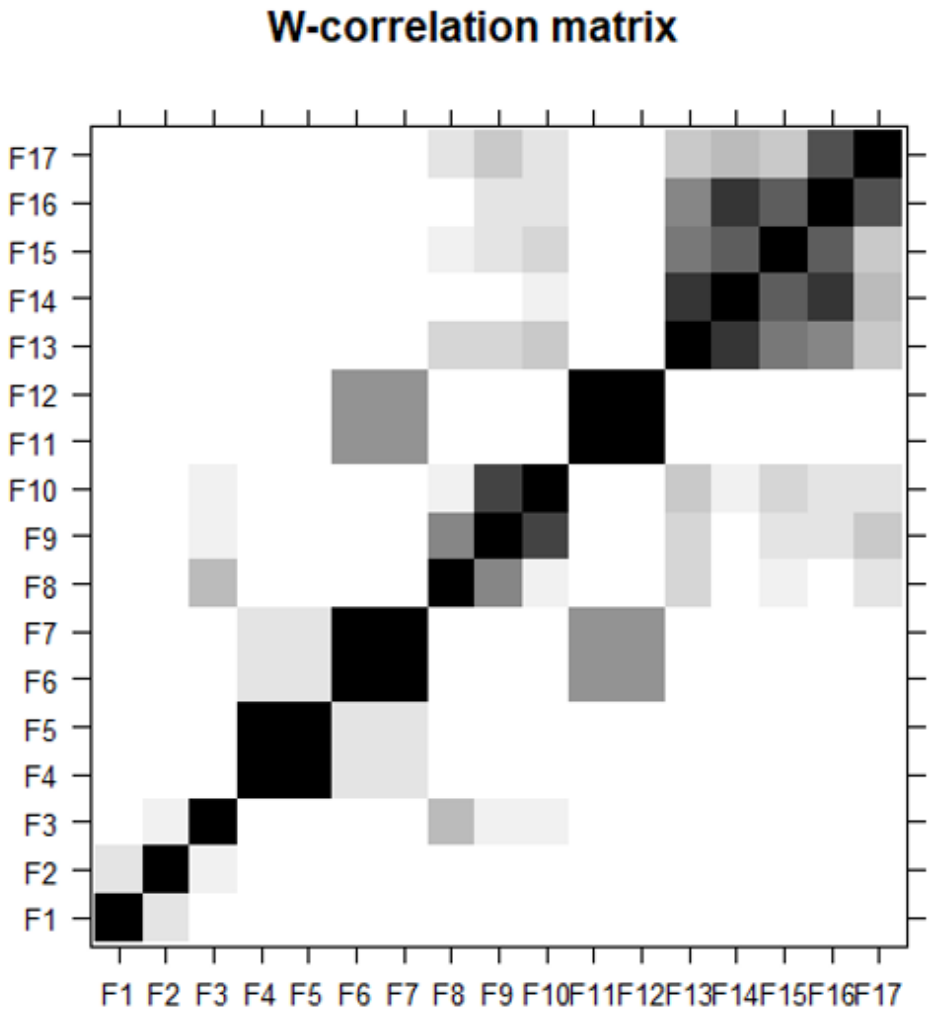


Рисунок 4. Матрица взвешенных корреляций

Методология сингулярного спектрального анализа достаточно продуктивна при анализе метеорологических рядов наблюдений. Разложение метеорологического ряда наблюдений на главные компоненты предоставляет неограниченные возможности по их группировке, в частности, с целью выделения тренда, сезонности, шума и исследования остаточного ряда.

1. Варианты метода «Гусеница»-SSA для анализа многомерных временных рядов // URL: http://masters.donntu.org/2012/fknt/kovalenko/library/article3.pdf (дата обращения: 10.04.2021).

2. Сингулярный спектральный анализ (SSA) // URL: https://www.alglib.net/time-series/singular-spectrum-analysis.php (дата обращения: 10.04.2021).

3. Package Rssa // URL: https://cran.r-project.org/web/packages/Rssa/Rssa.pdf (accessed 10 January 2021).

4. Golyandina N., Korobeynikov A. Basic Singular Spectrum Analysis and Forecasting with R // Computational Statistics & Data Analysis. 2014. Vol. 71, pp. 934–954.

5. Система климатического мониторинга // URL: http://mon.imces.ru/ (дата обращения: 10.01.2021).

ПРОЯВЛЕНИЕ САМОРЕГУЛЯЦИИ В КЛИМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ

Тартаковский В.А., Чередько Н.Н., Максимов В.Г.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск), trtk@list.ru, atnik3@rambler.ru

Изучение сложных систем, к которым относится климатическая, эффективно путем исследования их свойств, связанных с наличием и обеспечением целостного существования, а также эволюции этой системы. Реализуются различные механизмы саморегуляция в климатической системе для обеспечения энергетического баланса. При этом, повышается согласованность потоков энергий взаимодействующих процессов, максимум которой, по-видимому, соответствует критическим состояниям системы, за которым возможны бифуркации в ее фазовом пространстве. Так, известно, что во многих регионах современное потепление климата сопровождается ростом частоты и интенсивности экстремальных погодных событий [например, 1, 2].Такие эмерджентные свойства системы для задач мониторинга требуют своего выражения через известные измеряемые величины. Температура приземного воздуха неявно отражает интегральный баланс процессов, происходящих в климатической системе, идентифицируемых на основе анализа данных наблюдений и эмпирических представлений. Эта характеристика климата принимается основой оценок изменения глобального, регионального и локального климата и используется в данном исследовании.

Большинство базовых объектов геосистемы представлены оппозитными парами: полюса, заряды, крупномасштабные атмосферные вихревые образования и т.д. Можно предполагать, что любой процесс может быть представлен в таком виде. И если такая пара в каких-либо случаях неявная, ее целесообразно ввести для исследования внутренней структуры комплексного процесса. Предлагается подход к декомпозиции рядов средней месячной температуры на оппозитные ряды с целью выявления закономерностей их взаимодействия с учетом региональных особенностей и в различные периоды наблюдения. Полагаем, что оппозитные составляющие климатических процессов отражают закономерности перераспределения энергии в климатической системе, их исследование даст новое знание в проблеме изменения климата, актуальность которой не снижается уже несколько десятилетий.

Для расчетов использована база данных средней месячной приземной температуры, находящаяся в свободном доступе, на сайте Университета Восточной Англии [3].

Полученные оценки показателей саморегуляции климатической системы находятся вблизи своих предельных значений, их регулярный анализ целесообразен в задаче мониторинга климата.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российской академии наук в рамках государственного задания Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, проект № 121031300155-8.

1. Climate Variability and Extremes during the Past 100 Years / editors S. Brönnimann, T. Ewen, J. Luterbacher, H.F. Diaz, R.S. Stolarski and U. Neu. Dordrecht: Springer, 2008. 363 p. DOI https://doi.org/10.1007/978-1-4020-6766-2.

2. Бялко А.В., Ваганов Н.И., Руманов Э.Н. О возможной климатической неустойчивости // Докл. РАН. 2010. Т. 431. № 5. С. 617-620.

3. Архив Университета Восточной Англии [Электронный ресурс]. URL: http://www.metoffice.gov.uk, http://www.cru.uea.ac.uk (дата обращения 01.06.17).

МОДЕЛИРОВАНИЕ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ ПРИ ПОДГОТОВКЕ ГОРНОЛЫЖНЫХ ТРАСС ЗАСАЛИВАНИЕМ

Фролов Д.М., Ржаницын Г.А., Гагарин В.Е., Приходько И.А.
Географический факультет Московского государственного университета имени М.В. Ломоносова, Россия, Москва, Ленинские горы, 1, denisfrolovm@mail.ru

Проведение горнолыжных соревнований в тёплое время года на ледниках требует использование соли при подготовке горнолыжных трасс, так как в ночные часы температура на ледниках отрицательна, а днём положительна. В соответствие с данными измерений температуры толщи снега при подготовительных работах горнолыжных трасс засаливанием на склоне ледника Гарабаши 25.06.2021 – 01.07.2021 было произведено моделирование теплового поля в снеге. Плотность снега в районе уплотнённой трассы в точке измерений составляла 350-400 кг/м3. Исходными данными температуры являлись результаты записи двух логгеров, расположенных (закопанных в снег) на разной глубине (один - ближе к поверхности, а другой - на глубине 40 см). На основе разностной аппроксимации дифференциального уравнения в частных производных для теплопроводности (первого порядка по времени и второго по пространству) был произведен расчёт распространения волны холода при засаливании от поверхности вглубь снега. Результаты расчёта распределения температуры по глубине и по времени в снеге в исследуемой точке трассы при засаливании можно видеть на рисунке 1.

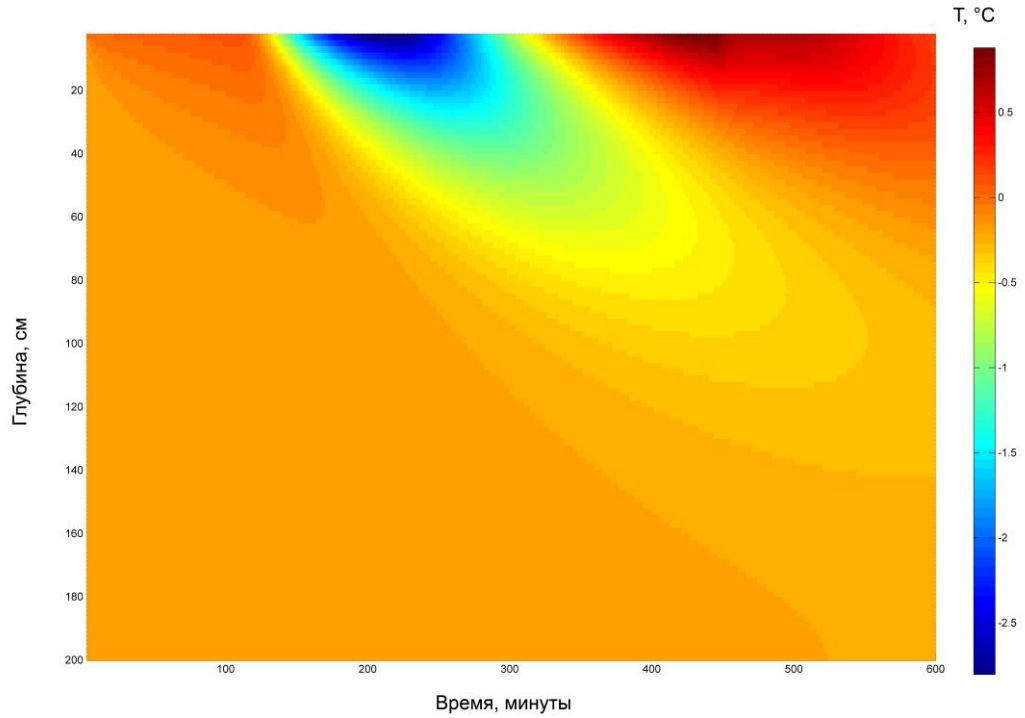


Рисунок 1. Распределение температуры по глубине и по времени в снеге в исследуемой точке трассы при засаливании (результаты расчёта).

Исходными данными расчёта задавались результаты измерения температуры логгера ближе к поверхности, а результаты расчёта температуры на глубине 40 см согласуются с данными измерения второго логгера. Вычисления проводились посредством полученной на основе уравнения теплопроводности Фурье разностной схеме.

Таким образом, температурное поле в снеге описывалось уравнением теплопроводности Фурье:

$$C_i \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(K_i \frac{\partial T}{\partial x} \right)$$

где *Ki, Ci* - коэффициенты кондуктивной теплопроводности и теплоемкости, T - температура, °C, *t* - время. Зависимости коэффициентов кондуктивной теплопроводности и теплоемкости снега от его плотности выражаются соотношениями

$$Ks = 0{,}018 + 0{,}87\ \rho/10^3;\ C_s = \rho\ C_l \text{ при } 120<\rho< 350 \text{ кг/м}^3,$$

где C_l - коэффициент теплоемкости льда, ρ - плотность снега. Граничные условия для уравнения теплопроводности задавались следующие: на поверхности снега задавалась T=Tsurf=T_логгер1. ρ = 350 кг/м^3, Cl=2100 дж/(°C кг), Cs=420000 дж/(°C м^3), Ks=0.194 дж/(°C с м). Глубина снежной толщи 2 м разбивалась на i=1,n(=200) частей по 1 см. Записывалось разностное уравнение

$$C_i \frac{T_i^{j+1} - T_i^j}{\Delta t} = K_i \frac{T_{i+1}^j - 2T_i^j + T_{i-1}^j}{\Delta x^2}$$

которое даёт новое значение температуры на новом временном слое

$$T_i^{j+1} = T_i^j + \Delta t / C_i * K_i \frac{T_{i+1}^j - 2T_i^j + T_{i-1}^j}{\Delta x^2}$$

Шаг по времени в 30 секунд разбивался на интервалы по 0.1 секунды и просчитывалось на новом шаге, используя

$$K \left. \frac{T_0 - T_1}{\Delta x} \right| = 0, T_{n+1} = Tsurf$$

Разностная схема для выполнения шага по j записывалась:

$$T_i^{j+1} = T_i^j + \Delta t / C_i * K_i / \Delta x^2 (T_{i+1}^j - 2T_i^j + T_{i-1}^j) \text{ для i =1,n}$$

и

$$T_0 = T_1, T_{n+1} = T_{surf}$$

Результаты численного моделирования волны холода от засоления снега в пенопластовом коробе в лабораторных условиях показаны на рисунке 2.

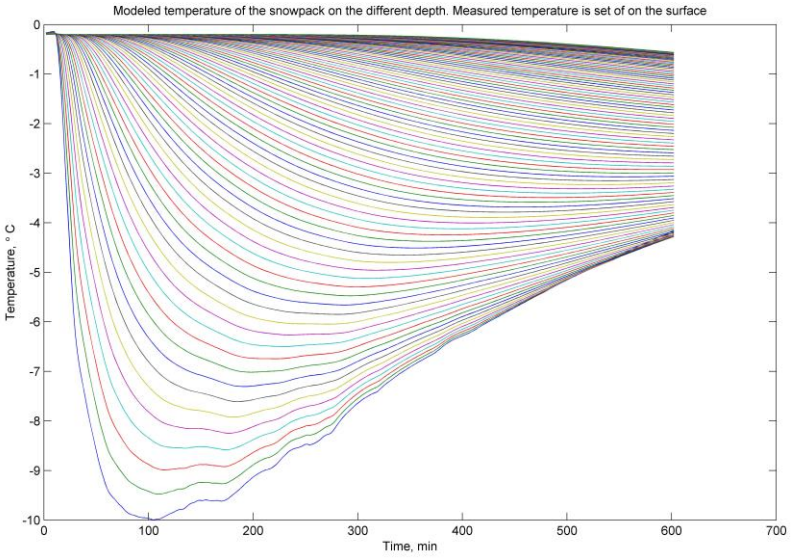


Рисунок 2. Результаты численного моделирования волны холода от засоления снега в пенопластовом коробе в лабораторных условиях (разные линии соответствуют изменению температуры на разной глубине).

Работа выполнена в рамках темы государственного задания «Опасность и риск природных процессов и явлений» (121051300175-4).

1. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. Под ред. В.А. Кудрявцева. Изд-во МГУ, 1974.
2. Уравнения математической физики, Тихонов А.Н., Самарский А.А., 1999.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ПАКЕТА FNONLINEAR ЯЗЫКА R ДЛЯ АНАЛИЗА НЕЛИНЕЙНЫХ И ХАОТИЧЕСКИХ ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ

Шкулов Н.П., Ботыгин И.А., Шерстнёв В.С., Шерстнёва А.И.
Национальный исследовательский Томский политехнический университет, bia@tpu.ru

В настоящее время исследования хаотического поведения процессов временных рядов достаточно актуальны [1-6]. Не исключением являются и метеорологические ряды, в которых хаос является основной причиной их непредсказуемости, особенно на больших временных промежутках [7-10].

Язык R имеет большое количество разнообразных пакетов, которые предоставляют широкие возможности анализа нелинейных временных рядов. Так, к таким пакетам относятся fNonlinear, tseriesEntropy, nlts и nonlinearTseries.

Согласно официальному описанию, пакет fNonlinear включает набор функций для исследования различных аспектов одномерных временных рядов и их хаотического поведения, а также для моделирования разнообразных типов хаотических временных рядов [11]. В общей сложности данный пакет содержит 6 функций для симуляции хаотических рядов, 5 функций для исследования нелинейности заданного ряда с выводом графика в виде результата и 4 функции с текстовым выводом.

Пакет tseriesEntropy реализует тесты на нелинейную последовательную зависимость на основе энтропийных метрик с использованием расстояний Бхаттачария, Хеллингера и Мацуситы (Bhattacharya-Hellinger-Matusita distance) [12]. Тесты, включенные в пакет, основаны на нелинейной автокорреляционной/кросскорреляционной функции для непрерывных и категориальных временных рядов. Некоторые из операций имеют также версии с распараллеливанием, так что они могут быть использованы в многоядерной или кластерной среде выполнения. Суммарно пакет tseriesEntropy включает в себя 4 класса, 9 различных функций-тестов, 4 из которых также имеют версию с параллельным выполнением.

Пакет nlts описывается следующим образом: R-функции для анализа линейных и нелинейных временных рядов с акцентом на непараметрическую авторегрессию и тесты на линейность и аддитивность временных рядов [13]. Включает в себя 25 различных функций.

Пакет nonlinearTseries содержит функции для анализа нелинейных временных рядов. Этот пакет позволяет вычислять наиболее часто используемые статистические значения, такие как количественный рекуррентный анализ, максимальный показатель Ляпунова и ряд других [14]. Суммарно в пакете представлено 49 классов и функций, предназначенных для выполнения анализа нелинейных рядов и генерации различных типов хаотических рядов.

По результатам сравнения было решено использовать для данной работы пакет fNonlinear, который, как и более функциональный пакет nonlinearTseries, предоставляет функции разного назначения, начиная функциями генерации хаотических рядов и заканчивая различными способами и алгоритмами анализа временных рядов. Это позволяет рассмотреть на примере данного пакета возможности языка R в исследовании нелинейных рядов более полно. С другой стороны, в fNonlinear все функции самодостаточны и логически упорядочены по трем разделам в зависимости от выполняемых ими задач, что более удобно, чем в случае пакета nonlinearTseries, где функции различным образом пересекаются между собой и взаимно используются.

Согласно описанию, пакет fNonlinear состоит из трех разделов:

– NonLinModelling – коллекция функция для симулирования различных типов хаотических отображений;

– NonLinStatistics – коллекция функций для исследования хаотического поведения временных рядов;

– NonLinTests – коллекция функций для тестирования различных аспектов одномерных временных рядов, включая независимость и пренебрегаемые нелинейности.

Для программных экспериментов были загружены данные с полигона ИМКЭС СО РАН, содержащем данные, получаемые системой климатического мониторинга [15]. Был выбран тип измерителя АМК (мгновенные), станция – 105, серийный номер – 026АМК-03. Фрагмент отформатированных данных представлен на рисунке 1. В частности, V5 – температура воздуха в градусах Цельсия.

	V1	V2	V3	V4	V5	V6	V7	V8	V9	V10	V11	V12	V13	V14	V15	V16	V17
1	2021-01-10 21:18:00+00	12	026AMK-03	10	-26.38	0.1	95.6	0.02	0.19	0.01	764.32	100	-26.38	0.719214	0.632449	0.00014383	315.32
2	2021-01-10 23:41:01+00	12	026AMK-03	10	-28.34	0.4	190.8	0.31	0.54	-0.07	764.88	100	-28.34	0.600521	0.532302	0.000145096	314.06
3	2021-01-11 02:05:00+00	12	026AMK-03	10	-25.81	1.03	213.2	0.49	1.35	0.01	763.09	100	-25.81	0.757479	0.664562	0.000143264	315.69
4	2021-01-11 04:29:00+00	12	026AMK-03	10	-26.68	1.12	241.8	0.48	1.58	-0.01	762.61	100	-26.68	0.699773	0.616102	0.000143684	315.12
5	2021-01-11 06:53:00+00	12	026AMK-03	10	-26.85	1.84	261.3	1.07	2.45	0.1	762.1	96.29	-27.26	0.688969	0.607009	0.000143687	315.01
6	2021-01-11 09:17:01+00	12	026AMK-03	10	-26.2	1.38	301.4	0.75	2.88	-0.12	762.93	92.74	-27.01	0.731102	0.642434	0.000143462	315.43
7	2021-01-11 11:41:00+00	12	026AMK-03	10	-28.2	1.15	333.3	0.76	1.54	-0.06	766.16	100	-28.2	0.608377	0.538958	0.000145255	314.15
8	2021-01-11 14:05:00+00	12	026AMK-03	10	-30.42	1.5	273.5	0.95	2.43	-0.1	769.08	100	-30.42	0.494117	0.441739	0.000147151	312.71
9	2021-01-11 16:29:00+00	12	026AMK-03	10	-32.32	0.53	310.4	0.32	0.69	-0.12	771.71	100	-32.32	0.412096	0.371319	0.000148825	311.48
10	2021-01-11 18:53:00+00	12	026AMK-03	10	-35.66	0.59	167.7	0.41	0.91	-0.07	774.06	100	-35.66	0.297109	0.271476	0.000151386	309.3

Рисунок 1. Фрагмент с используемыми данными.

Шаг дискретизации в исследуемых временных рядах, как и период выборки также варьировался. В качестве примера приведены линейные графики изменения температуры за сутки с шагами дискретизации – 30 мин., 7,2 мин. и 1,4 мин. (рис. 2).

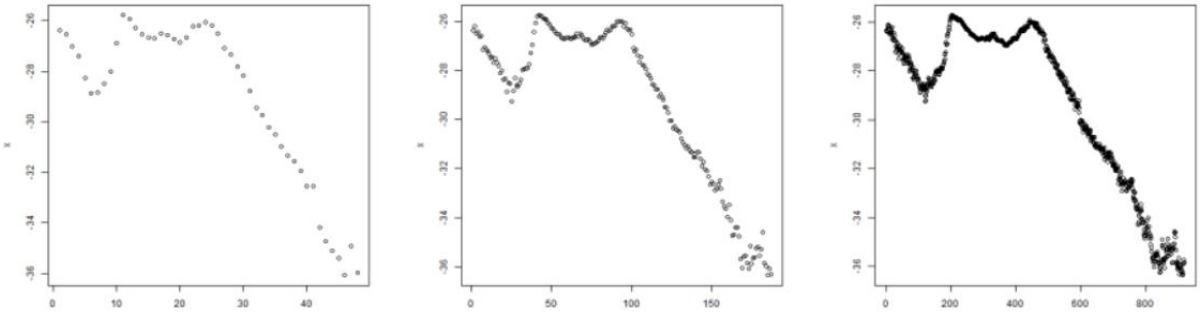


Рисунок 2. Графики температуры с различными интервалами дискретизации.

Ниже представлены некоторые практические результаты. Интересную картину можно наблюдать при оценки взаимной информации в исследуемых данных. На рисунке 3 показаны графики взаимной информации для температуры со значением параметра максимального лага 20 и 100 (дискретизация – 30 мин.). В этом случае после первого резкого снижения можно видеть повышение количества взаимной информации при увеличении рассматриваемого временного отрезка между точками наблюдений. Тем не менее, после лага, равного 20, снова наблюдается резкий спад значений. Такую картину можно объяснить тем, что при выбранном меньшем количестве точек временные отрезки между ними больше, поэтому при небольших значениях лага нелинейный характер ряда проявляется не так выражено. Однако далее, при увеличении лага, индекс взаимной информации резко падает до нуля.

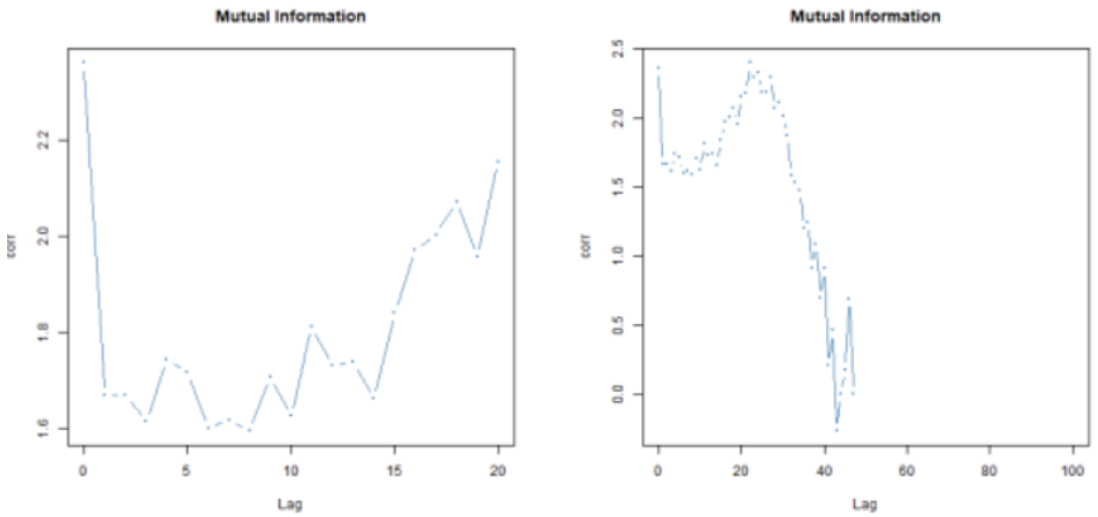


Рисунок 3. Графики взаимной информации для температуры.

На рисунке 4 показаны результаты использования теста tnnTest (Teraesvirta Neural Netrwork Test) для температуры и скорости ветра.

```
Test Results:
 PARAMETER:
  lag: 5
  m|df: 50
  t-lag-m|df: 864
 STATISTIC:
  Chi-squared: 132.0044
  F: 2.6692
 P VALUE:
  Chi-squared: 2.53e-09
  F: 1.068e-08
```

```
Test Results:
 PARAMETER:
  lag: 5
  m|df: 50
  t-lag-m|df: 864
 STATISTIC:
  Chi-squared: 136.1132
  F: 2.7586
 P VALUE:
  Chi-squared: 6.659e-10
  F: 3.014e-09
```

Рисунок 4. Исследование рядов на линейность с помощью теста tnnTest.

В этом тесте используется разложение функции активации в ряд Тейлора для получения подходящей статистики. Тест проверяет, является ли изучаемый ряд линейным или нелинейным. Можно видеть, что значения из раздела STATISTIC, вычисленные тестом, значительно превышают критерий Фишера (F) и критерий хи-квадрат (Chi-squared) из раздела P VALUE. То есть, следует отвергнуть нулевую гипотезу, заключающуюся в линейности исследуемых рядов.

Результаты теста wnnTest (White Neural Network Test) на линейность для температуры и скорости ветра представлены на рисунке 5.

```
Test Results:
 PARAMETER:
  lag: 5
  q: 10
  range: 4
  qstar|df: 2
  t-lag-qstar|df: 912
 STATISTIC:
  Chi-squared: 4.1124
  F: 2.0451
 P VALUE:
  Chi-squared: 0.1279
  F: 0.13
```

```
Test Results:
 PARAMETER:
  lag: 5
  q: 10
  range: 4
  qstar|df: 2
  t-lag-qstar|df: 912
 STATISTIC:
  Chi-squared: 3.632
  F: 1.8058
 P VALUE:
  Chi-squared: 0.1627
  F: 0.1649
```

Рисунок 5. Исследование рядов на линейность с помощью теста wnnTest.

Результаты использования теста White Neural Network Test (wnnTest) также подтверждают хаотичность исследуемых временных рядов.

В качестве заключения – представлены возможности пакета fNonlinear языка R для анализа нелинейных временных рядов. Так, можно видеть, что он содержит целый ряд функций разного назначения, которые позволяют провести анализ с помощью различных алгоритмов, исследующих разные аспекты нелинейности рядов.

1. Rocca M. L., Giordano F., Perna C. Clustering nonlinear time series with neural network bootstrap forecast distributions // International Journal of Approximate Reasoning, 2021. Vol. 137, pp. 1-15.

2. Takens F. Linear versus nonlinear time series analysis – smoothed correlation integrals // Chemical Engineering Journal, 2003. Vol. 96, Issues 1–3, pp. 99-104.

3. Na X., Ren W., Xu X. Hierarchical delay-memory echo state network: A model designed for multi-step chaotic time series prediction // Engineering Applications of Artificial Intelligence. 2021. Vol. 102, 104229.

4. Kauppi H., Timo Virtanen T. Boosting nonlinear predictability of macroeconomic time series // International Journal of Forecasting. 2021. Vol. 37, Issue 1, pp. 151-170.

5. Sandubete J. E., Escot L Chaotic signals inside some tick-by-tick financial time series // Chaos, Solitons & Fractals. 2020. Vol. 137, 109852.

6. Tang L. H., Bai Y. L., Yang J., Lu Y. N. A hybrid prediction method based on empirical mode decomposition and multiple model fusion for chaotic time series // Chaos, Solitons & Fractals. 2020. Vol. 141, 110366.

7. Ouyang T., Huang H., He Y., Tang Z. Chaotic wind power time series prediction via switching data-driven modes // Renewable Energy. 2020. Vol. 145, pp. 270-281.

8. Zhang X., Brown M. Detecting change-point, trend, and seasonality in satellite time series data to track abrupt changes and nonlinear dynamics: A Bayesian ensemble algorithm // Remote Sensing of Environment. 2019. Vol. 232, 111181.

9. Adewole A. T., Falayi E. O., Roy-Layinde T. O., Adelaja A. D. Chaotic time series analysis of meteorological parameters in some selected stations in Nigeria // Scientific African. 2020. Vol. 10, e00617.

10. Rahmani F., Mohammad Hadi Fattahi M. H. Nonlinear dynamic analysis of the fault activities induced by groundwater level variations // Groundwater for Sustainable Development. 2021. Vol. 14, 100629.

11. fNonlinear: Rmetrics - Nonlinear and Chaotic Time Series Modelling // URL: https://cran.r-project.org/web/packages/fNonlinear/index.html (accessed 17 January 2021).

12. tseriesEntropy: Entropy Based Analysis and Tests for Time Series // URL: https://cran.r-project.org/web/packages/tseriesEntropy/index.html (accessed 17 January 2021).

13. nlts: Nonlinear Time Series Analysis // URL: https://cran.r-project.org/web/packages/nlts/index.html (accessed 17 January 2021).

14. nonlinearTseries: Nonlinear Time Series Analysis // URL: https://cran.r-project.org/web/packages/nonlinearTseries/index.html (accessed 17 January 2021).

15. Система климатического мониторинга // URL: http://mon.imces.ru/ (дата обращения: 17.02.2021).

МОДЕЛЬ СПЕКТРАЛЬНОГО ХОДА КОЭФФИЦИЕНТА АЭРОЗОЛЬНОГО ОСЛАБЛЕНИЯ ДЛЯ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ ПРИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ДАЛЬНОСТИ ВИДИМОСТИ БОЛЕЕ 10 КМ

Щелканов Н.Н.
Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН (г. Томск), snn@iao.ru

В работе [1] приведена модель Государственного института прикладной оптики (ГИПО) для расчета спектрального хода коэффициента аэрозольного ослабления

$$\beta(\lambda)=\frac{3.91}{S_m}\cdot\left[n_0+n_1\cdot\lambda^{-n_2}\right], \quad (1)$$

где $S_м$ – метеорологическая дальность видимости, n_0, n_1, n_2 – параметры подгонки, λ – длина волны. Модель включает в себя 12 типов атмосферных замутнений, в которых $S_м$ изменяется от 1 до 50 км, температура воздуха (t) – от -35 до +25°С, относительная влажность воздуха (R) – от 30 до 100%, n_0 – от 0.004 до 0.56, n_1 – от 0.35 до 0.79, n_2 – от 0.39 до 2. При $S_м$ >10 км модель ГИПО имеет 5 типов дымок, со следующими диапазонами изменчивости метеорологических параметров и значениями параметров подгонки:

дымка 1 - t =-20÷20°С, R =50÷90%, $S_м$ =20÷50 км, n_0 =0.03, n_1 = 0.35, n_2 = 2;
дымка 2 - t =-12÷25°С, R =30÷50%, $S_м$ =15÷50 км, n_0 =0.004, n_1 = 0.35, n_2 = 2;
дымка 3 - t =-12÷25°С, R =50÷90%, $S_м$ =10÷20 км, n_0 =0.09, n_1 = 0.44, n_2 = 1.45;
дымка 4 - t =-12÷25°С, R =85÷95%, $S_м$ =5÷15 км, n_0 =0.07, n_1 = 0.54, n_2 = 1.06;
дымка 5 - t =-12÷25°С, R =60÷90%, $S_м$ =5÷15 км, n_0 =0.30, n_1 = 0.37, n_2 = 0.9;

Как видно из представленных данных, модель [1] не применима при метеорологической дальности видимости более 50 км, что является характерным для аридной зоны Казахстана [2]. Также эта модель при S_m более 15 км дает заниженные значения коэффициентов аэрозольного ослабления в инфракрасной области спектра [2]. Это привело нас к необходимости построения модели аэрозольного ослабления на основе экспериментальных данных [2].

Параметры подгонки формулы (1) определялись методом наименьших квадратов [3]. Для этого использовались коэффициенты аэрозольного ослабления, полученные в аридной зоне Казахстана [2] на следующих длинах волн 0.44, 0.48, 0.55, 0.69, 0.87, 1.06, 1.6, 2.17, 3.97 и 10.6 мкм. Общий массив экспериментальных данных, отобранный в наиболее стабильных условиях каменистой полупустыни аридной зоны Казахстана в весенние, летние и осенние периоды 1984-1988 годов составил 589 спектра. При этом метеорологическая дальность видимости изменялась от 13 до 217 км, температура воздуха – от -10 до 35С., относительная влажность воздуха – от 20 до 98%. Значения коэффициентов аэрозольного ослабления [2] были скорректированы с использованием методов [4-6]. Случайная среднеквадратическая погрешность единичного измерения коэффициента аэрозольного ослабления для общего массива составила 0.005 км$^{-1}$ [7].

Полученные зависимости параметров подгонки формулы (1) от метеорологической дальности видимости позволили построить модель спектрального хода для коэффициента аэрозольного ослабления в приземном слое атмосферы в виде

$$\beta(\lambda)=\left(\frac{3.91}{S_m}-\sigma_{mol}\right)\cdot\left[\frac{0.5-1/(S_m+2)+6/(S_m+2)\cdot\lambda^{-2+5/(S_m+2)}}{0.5-1/(S_m+2)+6/(S_m+2)\cdot 0.55^{-2+5/(S_m+2)}}\right], \quad (2)$$

где σ_{mol} – коэффициент молекулярного рассеяния на длине волне 0.55 мкм. Для температуры воздуха 15 °С и атмосферном давлении 1013 гПа этот коэффициент равен ~0.012 км$^{-1}$ [8]. Здесь

член в знаменателе формулы (2) равный $0.5-1/(S_m+2)+6/(S_m+2)\cdot 0.55^{-2+5/(S_m+2)}$ получен из условия, что при λ=0.55 мкм член в квадратных скобках формулы (2) равен единице.

Для дальности видимости 10-50 км средние значения параметров подгонки формулы (2) изменяются в следующих пределах: n_0=0.42÷0.48, n_1=0.22÷0.50, n_2= 1.6÷1.9. Из сравнения представленных параметров подгонки видно, что для модели дымок 1, 2, 3 и 4 [1] при S_m = 10-50 км существенно занижен параметр n_0, по сравнению с моделью (2).

На рисунках 1-4 приведено сравнение модели ГИПО (1) и модели ИОА СО РАН (2) с экспериментальными данными для аридной зоны Казахстана [2], Западной Сибири [9], прибрежной зоны Черного моря [10] и Центральной России [11] при средних значениях S_m равных 49, 23, 16 и 11 км.

Из рисунков 1-4 видно, что модель [1] для дымок 1, 2, 3 и 4 при S_m =11-50 км дает завышенные значения коэффициентов аэрозольного ослабления в коротковолновой области спектра и заниженные – в длинноволновой области спектра. Только одна модель для дымки 5 при S_m =11 км дает заниженные значения коэффициентов аэрозольного ослабления в коротковолновой области спектра и завышенные в области спектра 8-12 мкм.

Коэффициенты аэрозольного ослабления по модели [1] для дымок 1, 2, 3 и 4 в области спектра 8-12 мкм не превышают 0.01÷0.04 км$^{-1}$. Такие низкие значения коэффициентов аэрозольного ослабления в области спектра 8-12 мкм при S_m >10 км не соответствуют экспериментальным данным [2, 9, 10, 11], согласно которым их значения составляют 0.04÷0.10 км$^{-1}$.

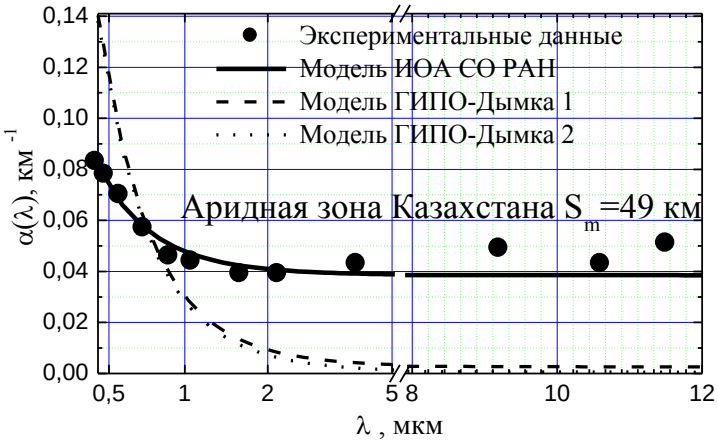


Рисунок 1. Сравнение моделей (1) и (2) с экспериментальными данными для аридной зоны Казахстана при S_m = 49 км [2].

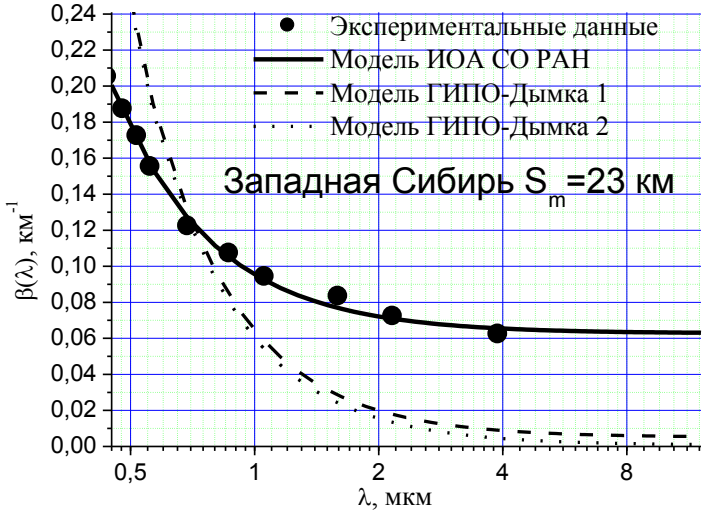


Рисунок 2. Сравнение моделей (1) и (2) с экспериментальными данными для Западной Сибири при S_m = 23 км [9].

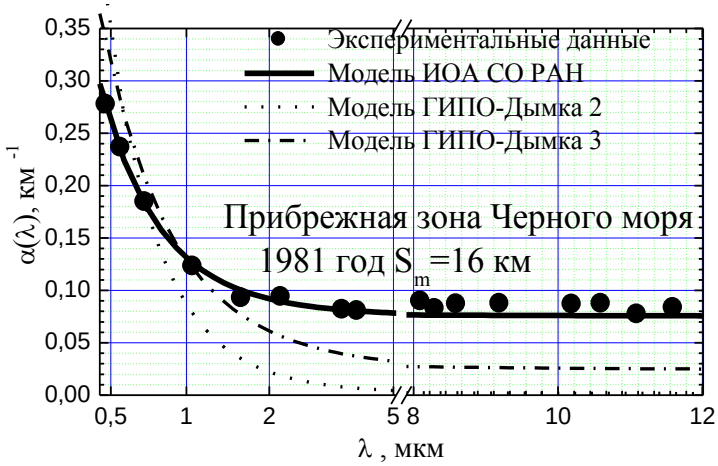


Рисунок 3. Сравнение моделей (1) и (2) с экспериментальными данными для прибрежной зоны Черного моря при S_m = 16 км [10].

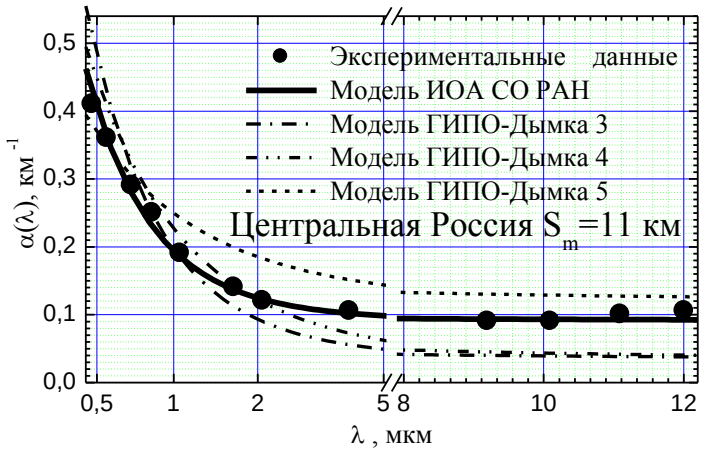


Рисунок 4. Сравнение моделей (1) и (2) с экспериментальными данными для Центральной России при S_m = 11 км [11].

Модель ГИПО для дымок 1, 2, 3 и 4 в области спектра 0.5 мкм дает завышенные значения коэффициентов аэрозольного ослабления на 0.03÷0.09 км$^{-1}$, а в области 8-12 мкм – заниженные значения на 0.03÷0.08 км$^{-1}$. Модель дымки 5 в области спектра 0.5 мкм дает заниженные

значения коэффициентов аэрозольного ослабления на ~0.03 км$^{-1}$., а в области 8-12 мкм – завышенные значения на ~0.03 км$^{-1}$.

В тоже время из рисунков 1-4 видно, что разности между расчетами по модели ИОА СО РАН (2) и экспериментальными данными [2, 9,10,11] не превышают 0.02 км$^{-1}$. Таким образом, модель ИОА СО РАН (2) может быть рекомендована для расчета средних значений коэффициентов аэрозольного ослабления в области спектра 0.44-12 мкм при метеорологической дальности видимости более 10 км. При этом случайная среднеквадратическая погрешность расчета средних значений коэффициентов аэрозольного ослабления [2, 9, 10, 11] не превышает 0.01 км$^{-1}$.

1. Филиппов В.Л., Макаров А.С., Иванов В.П. Построение региональных полуэмпирических моделей оптических характеристик атмосферы // Доклады АН СССР. 1982. Т.265. №6. С.1353-1356.

2. Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Щелканов Н.Н. Аэрозольное ослабление оптического излучения в атмосфере аридной зоны // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т.7. №10. С.1318-1329.

3. Зайдель А.Н. Погрешности измерений физических величин. Л.: Наука. 1985. 112 с.

4. Щелканов Н.Н. Методы коррекции аэрозольной оптической толщи атмосферы на горизонтальных и наклонных трассах // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т.18. №11. С.1020-1023.

5. Щелканов Н.Н. Обобщенный метод построения линейной регрессии и его применение для построения однопараметрических моделей аэрозольного ослабления // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т.18. №1-2. С.86-90.

6. Щелканов Н.Н. Методы вычисления случайных погрешностей параметров окружающей среды из экспериментальных данных // Оптика атмосферы и океана. 2012. Т.25. №09. С.815-821.

7. Щелканов Н.Н., Пхалагов Ю.А. Однопараметрические сезонные модели аэрозольного ослабления в области спектра 0,44–11,5 мкм для приземного слоя атмосферы аридной зоны // Оптика атмосферы и океана. 2014. Т. 27. № 08. С. 673-678.

8. Зуев В.Е., Кабанов М.В. Перенос оптических сигналов в земной атмосфере (в условиях помех). М.: Советское радио, 1977. 368 с. С.69-70.

9. Рахимов Р.Ф., Ужегов В.Н., Макиенко Э.В., Пхалагов Ю.А. О наиболее вероятных значениях коэффициента аэрозольного ослабления атмосферной дымки по долговременным рядам наблюдений на приземной горизонтальной трассе // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т.18. №07. С.566-573.

10. Пхалагов Ю. А., Ужегов В. Н. Статистические характеристики аэрозольного ослабления оптической радиации в дымках прибрежной зоны моря // Оптика атмосферы и океана. 1988. Т. 1. № 06. С. 16-22.

11. Филиппов В.Л., Макаров А.С., Иванов В.П. Статистические характеристики ослабления видимой и ИК радиации в приземном слое атмосферы // Изв. АН СССР. Сер. ФАО, 1979. Т.15. №3. С.257-265.

Секция 6
Методы и средства мониторинга состояния окружающей среды

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АВТОМАТИЗИРОВАННОГО КАМЕРНОГО МЕТОДА ДЛЯ ИЗМЕРЕНИЙ ГАЗОВЫХ ПОТОКОВ В ЭКОСИСТЕМАХ БАКЧАРСКОГО БОЛОТА (ТОМСКАЯ ОБЛ.)

Антохина О.Ю. [1], *Давыдов Д.К.*[1], *Симоненков Д.В.*[1], *Фофонов А.В.*[1], *Maksyutov S.*[2], *Nakayama T.*[2]
[1]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН (г. Томск), alenfo@iao.ru
[2]National Institute for Environmental Studies (Tsukuba, Japan)

Понимание причин изменения климата Земли и планирование необходимых мероприятий по предотвращению катастрофических последствий требуют долгосрочных и высокоточных измерений выбросов – стоков парниковых газов и их эволюции. Стандартизированные измерения и расчет газовых потоков увеличивают доступность и удобство использования накопленных данных для моделирования происходящих процессов. Автоматизированные камерные системы, работающие в закрытом динамическом режиме, рекомендованы в качестве основного метода для измерений потоков парниковых газов на границе почва – атмосфера на станциях мониторинга входящих в систему ICOS (Integrated Carbon Observation System) [1].

Углекислый газ (CO_2) и метан (CH_4) являются парниковыми газами, которые чаще всего контролируются с использованием камерного метода. CO_2 является одним из наиболее распространенных и важных газов в системе суша – океан – атмосфера. Он имеет как природные, так и антропогенные источники. В естественном углеродном цикле CO_2 играет ключевую роль в ряде биологических процессов (фотосинтез, дыхание и т. д.).

CH_4 также обладает сильным парниковым эффектом и играет важную роль в определении окислительной способности тропосферы и истощении стратосферного озона. Он имеет как природные, так и антропогенные источники. По-прежнему существует много регионов с источниками CH_4, которые слабо изучены. К малоизученным территориям относятся и обширные районы Сибири, где наличие природных водно-болотных угодий и использование ископаемого топлива приводят к значительным выбросам CH_4 в атмосферу.

Наблюдаемые изменения в концентрации CO_2 и CH_4 в атмосфере являются результатом нарушения динамического баланса между антропогенными выбросами и естественными процессами, которые приводят к частичному удалению этих газов из атмосферы.

Камерные измерения полезны при определении временных и пространственных неоднородностей потоков парниковых газов, при разделении суммарных потоков CO_2 на их компоненты (дыхание/поглощение) и т.д. Использование автоматизированных систем для изучения газовых потоков на границе почва – атмосфера позволяет проводить точные измерения, независимо от погоды и времени суток, с минимальными нарушениями поверхности почвы и получать данные с высоким разрешением в течение продолжительных периодов времени.

Измерительный комплекс «Flux-NIES» с 6 автоматическими камерами разработан совместно National Institute for Environmental Studies (NIES, Цукуба, Япония) и Институтом оптики атмосферы (ИОА СО РАН, Томск, Россия) в конце 1990-х начале 2000-х гг. для исследования потоков метана и диоксида углерода на границы «болотная почва-атмосфера».

С тех пор его состав неоднократно изменялся и модернизировался. В настоящее время на полевом стационаре «Plotnikovo» Института почвоведения и агрохимии (ИПА СО РАН, Новосибирск, Россия) на Бакчарском болоте в Томской области эксплуатируются два почти идентичных комплекса. Измерения проводятся ежегодно в теплый сезон (с мая по октябрь).

В качестве газоанализатора CH_4 в состав измерительного оборудования включен модифицированный полупроводниковый сенсор TGS-842 (Figaro Inc., США) с чувствительным элементом на основе кристалла диоксида олова (SnO_2). Для измерения концентраций CO_2 используется недисперсионный инфракрасный NDIR-газоанализатор LI-820 (Licor Inc., США). Подача пробы воздуха от камер к приборам газоанализа осуществляется нагнетающим насосом типа N86KN (KNF Neuberger GmbH, Германия) по системе полиэтиленовых трубок (Ø 4 мм) и пневмоэлектрических клапанов. Управление измерительным комплексом, сбор и сохранение информации осуществляется через дата-логгер CR1000 (Campbell Sci., США).

Для автономного функционирования комплексов в качестве бесперебойного источника электроэнергии используется набор аккумуляторных батарей, подзарядка которых осуществляется в дневное время солнечными электропанелями или ветровой турбиной.

Методика измерений основана на регистрации изменения концентрации исследуемого газа внутри кратковременно изолируемой от атмосферы камеры. Анализируемый воздух по трубкам через управляемый многоходовый клапан выбора камеры подается на газоанализаторы. Клапан высокого давления разделяет поток воздуха из рабочей камеры на два, меньший из которых (~20 мл/мин) поступает на блок газоанализаторов, а оставшаяся часть по обратной трубке возвращается в камеру, чем достигается постоянство давления воздуха внутри камеры [2].

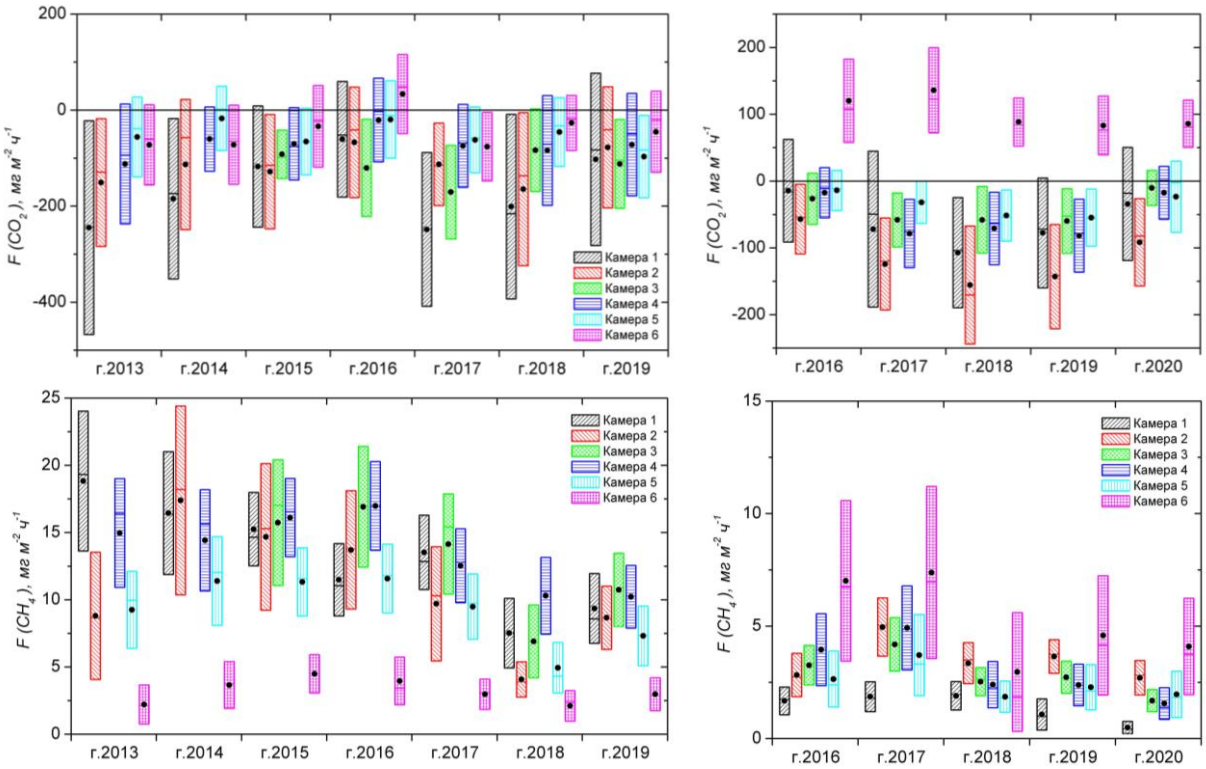
В нормальном состоянии все камеры измерительного комплекса открыты, кроме одной (рабочей), из которой производится отбор воздуха на газоанализ. Очередность работы камер, продолжительность и время их открытия-закрытия определяются программой управления в логгере.

Для определения чувствительности газоанализаторов в измерительных комплексах «FluxNIES» дважды в сутки используется процедура калибровки по стандартным газовым смесям. Концентрации CO_2 и CH_4 в трех баллонах (в нейтральной среде чистого синтетического воздуха в атмосферных пропорциях) подобраны таким образом, что в первом случае они заведомо превышают наибольшие концентрации этих газов, достижимые в рабочих (закрытых) автоматических камерах, во втором сопоставимы с атмосферными фоновыми значениями, а в третьем являются очень низкими.

Рассмотрим некоторые результаты применения описанных автоматизированных комплексов «Flux-NIES» для многолетних измерений интенсивности газообмена (CO_2 и CH_4) на границе «болотная почва-атмосфера».

Измерительные площадки «Е» и «О», находятся примерно в 16 км к западу от поселка Плотниково Бакчарского района. По шесть одинаковых камер из оргстекла (0,9×0,9×0,5 м^3) формируют разрезы на мезотрофной открытой осоковой топи (площадка «Е») и в грядово-мочажинном комплексе олиготрофного болота рядом с небольшим озером (площадка «О») [3]. Одна из камер второго комплекса плавает непосредственно на озерной поверхности.

На рисунке 1 представлены результирующие газовые потоки полученные в ходе измерительных кампаний последних лет. Анализ данных показывает, что наиболее продуктивный метаногенез и поглощение CO_2 в болотных сообществах наблюдаются для камер *1–3* площадки «Е» (рис.1а), относящихся к центральному участку открытой топи. Наименьшая эмиссия CH_4 зафиксирована на обеих площадках в низком ряме (камеры *6* площадки «Е» и *1* площадки «О»).



а) б)

Рисунок 1. Среднесезонные (июнь-сентябрь) потоки CO_2 и CH_4 на Бакчарском болоте: а) измерительная площадка «Е» на открытой топи; б) площадка «О» в грядово-мочажинно-озерковом комплексе.

Сезонное поглощение CO_2 из атмосферы значительно варьируется год от года, как для отдельных растительных сообществ, так и для экосистемы в целом. Например, суммарные показатели стока CO_2 на болотную поверхность в 2017-2019 гг. заметно превышают величины наблюдавшиеся в измерительных сезонах 2016 и 2020 гг. (рис.1).

Причины такого разброса в поглощении атмосферного углерода болотной поверхностью кроются в погодных условиях конкретного года наблюдений.

В таблице 1 приводятся среднесезонные показатели уровня почвенных вод (***WL***) по данным датчика HOBO U20-001-04 (Oneset Comp., США), установленного на измерительной площадке «О». Подробный межсезонный корреляционный анализ выявил высокую значимую корреляцию поведения почвенных вод в 2014, 2018 и 2019 гг., когда наблюдался наиболее эффективный сток CO_2 в болотной экосистеме.

Однако, для средних показателей потоков углеродного обмена критерий сезонных колебаний ***WL*** не столь надежен. Например, при схожих значениях стока CO_2 в 2016 и 2020 гг. корреляции в поведении почвенных вод не наблюдалось. Вместе с тем, в эти годы отмечен наименьший среднесезонный уровень ***WL*** (табл. 1).

Зафиксированное межгодовое поведение потоков метана в исследуемых экосистемах показывает достаточно стабильные величины эмиссии CH_4, причем суммарная продуктивность метаногенеза в открытой топи (площадка «Е») значительно выше по сравнению с грядово-мочажинным комплексом (площадка «О»).

Отдельно стоит отметить процессы газообмена, наблюдаемые в камере *6* площадки «О», плавающей на поверхности зарастающего внутриболотного озера. Здесь постоянно фиксируются высокие значения эмиссии как CH_4, так и для CO_2 (рис. 1б).

Таблица 1. Корреляционный анализ данных и среднесезонные значения по увлажнению болотной почвы в 2014-2020гг.

Годы	2015	2016	2017	2018	2019	2020	***WL,*** м сред.±СКО	***WL,*** м min	***WL,*** м max	$T_{130\ см}$ ср.,°С
2014	0,570	0,369	***0,872***	0,688	***0,698***	***0,809***	-0,125±0,083	-0,252	0,054	+6,21
2015	1	-0,26	0,286	0,199	-0,06	0,440	-0,120±0,059	-0,261	-0,002	+6,88
2016		1	0,519	0,481	***0,752***	0,368	**-0,166±0,068**	-0,298	-0,052	+6,42
2017			1	0,690	***0,771***	***0,749***	-0,141±0,062	-0,263	-0,018	+6,92
2018				1	***0,803***	0,696	**-0,038±0,042**	-0,114	0,075	**+5,96**
2019					1	0,689	-0,132±0,083	-0,264	-0,004	+6,40
2020						1	**-0,182±0,071**	-0,331	-0,048	**+6,97**

Таким образом, многолетнее использование автоматизированного камерного метода показало эффективность его применения для исследований поведения газовых потоков на болотной поверхности во временном и пространственном масштабах.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ и Администрации Томской области в рамках научного проекта № 18-45-700020 р_а. Для выполнения гранта использовалась инфраструктура ИОА СО РАН, созданная и эксплуатируемая по госзаданию № АААА-А17-117021310142-5, включая ЦКП «Атмосфера». Обеспечение полевых измерений осуществлялось при участии Фонда глобальных исследований окружающей среды для Национальных институтов Министерства окружающей среды Японии.

1. Pavelka M., et al. Standardisation of chamber technique for CO2, N2O and CH4 fluxes measurements from terrestrial ecosystems // Int. Agrophys., 2018, V. 32, P. 569-587. DOI: 10.1515/intag-2017-0045.

2. Краснов О.А., Maksyutov S., Глаголев М.В., Катаев М.Ю., Inoue G., Надеев А.И., Шелевой В.Д. Автоматизированный комплекс «Flux-NIES» для измерения потоков метана и диоксида углерода // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26, № 12. С.1090-1097.

3. Maksyutov S., et al. Methane fluxes from wetland in West Siberia during April-October 1998 // Proc. Seventh Sympos. on the Joint Siberian Permafrost Studies between Japan and Russia in 1998. Tsukuba: Isebu, 1999. P. 115-124.

СБОР И УПРАВЛЕНИЕ ДАННЫМИ В МОБИЛЬНОЙ СИСТЕМЕ АНАЛИЗА И КОНТРОЛЯ СОДЕРЖАНИЯ УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА В ГОРОДСКОЙ СРЕДЕ

Басов Г.Ф.[1], Бондаренко С.Л.[2], Филимонова С.В.[3], Филимонов Н.Е.[4]
[1]Институт сильноточной электроники СО РАН (г. Томск), gecxjo@lhfe.hcei.tsc.ru, gecxjo@land.ru
[2]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск), bond_sl@inbox.ru
[3]Национальный исследовательский Томский политехнический университет, filimonova_sv@mail.ru
[4]Томский Государственный Педагогический Университет, filimo_2000@mail.ru

В современной программе ООН по окружающей среде, или ЮНЕП, была обозначена проблема оценки влияния парниковых газов на окружающую среду, требует постоянного мониторинга CO_2 приповерхностного слоя Земли и расширения сети наземных наблюдений газового состава атмосферы. В настоящее время сетевой мониторинг приповерхностного слоя осуществляется в основном стационарными постами наблюдений.

Для территории Сибири с 2002 г. по инициативе Национального института исследований окружающей среды (Япония) стартовал проект контроля концентрации парниковых газов, в том числе и CO_2. Система мониторинга охватывает территорию 54,5°÷63,2° с.ш. и 62,3°÷85,0° в.д., станции разнесены на расстояние 300-900 км. При доставке экспедиций автомобилем несколько раз в год был установлен портативный газоанализатор нового поколения, использование которого делает систему ограниченно мобильной. [1]

Стационарными постами наблюдения уже собран большой массив данных. В проекте участвуют сотрудники ИОА СО РАН. Точность измерений на стационарных постах высокая, но и стоимость аппаратуры велика. Это препятствует плотному размещению постов в проблемных областях, где вероятность загрязнения и выбросов может быть высокой и представляет особый интерес.

Содержание CO_2 в атмосферном воздухе относительно постоянно и составляет 0,03-0,04% (300-400 ppm). Уровень фоновой концентрации CO_2 в воздухе различен для сельской местности, небольших и крупных городов. Газ не имеет запаха, не раздражает слизистые оболочки у человека даже при высоком содержании в воздухе.

CO_2 является физиологическим возбудителем дыхательного центра и влияет на работоспособность человека. При повышенных концентрациях CO_2 относительно нормы 0,6-1,5% (600-1500 ppm) у части людей развиваются признаки токсического действия: тканевая гипоксия, угнетение клеточного метаболизма, расширение периферических сосудов, учащению дыхания и тахикардии, резко снижается работоспособность. При 1,5-2,0% (1500-2000 ppm) практически у всех – головные боли, недомогания, хроническая усталость, ярко выраженная неработоспособность.

Рост CO_2 в атмосфере, связанный с техногенными выбросами, сжиганием топлива, вырубками лесов и лесными пожарам и пр., а также сложности оперативного отслеживания пространственно-временной картины CO_2 делают всё более актуальным мониторинг городской среды, парковых и лесных зон около промышленных центров. Обзор литературы о системах мониторинга CO_2 в атмосфере свидетельствует о социальном заказе общества на научные исследования выше обозначенной проблемы.

За рубежом использование мобильных датчиков [2,3] в городской среде отражает основной тренд общественного развития - цифровизацию градоустройства. В России такие исследования проводятся на любительском уровне [4,5] с использованием недешевых промышленных мобильных измерителей. Во всех случаях использовались единичные устройства с локальным накоплением измерений с последующей постобработкой. Очевидный

недостаток таких исследований – асинхронность действий усреднения и перемещения в процессе измерений CO_2 в исследуемом районе. Пока измеритель перемещается в другую точку, ситуация с концентрацией газа может измениться, например, дует ветер, идет дождь.

Анализ предложений на рынке современных промышленных измерителей газов показал, что хотя приборы дают высокую точность, однако ни один прибор не имеет модуля определения геоданных, если и есть возможность передачи данных, то это либо Wi-Fi, Bluetooth или специфические технологии типа Mesh собственных протоколов. Но главный сдерживающий фактор – цена от 25 тыс. рублей даже простых моделей. Мы изучили современные радиоэлектронные модули и компоненты. Это позволило сформулировать концепцию цифровой мобильной геолокационной системы анализа и контроля содержания углекислого газа (МГС АиК CO2) наиболее адаптированной к функционированию в городской среде и использующую развитую сеть сотовых операторов. Система включает в себя:

1) Измеритель CO_2 с возможностями геолокации и портативного формата: прибор МИГ-ГеоOnline (датчик CO_2, модуль GPS/Glonass, модуль GSM/EDGE для передачи данных по выделенному APN сотового оператора, микроконтроллер для управления и подсистема питания с серийным LiIon-аккумулятором).

2) Сервер сбора измерений мобильных датчиков в базе данных под управлением mySQL.

3) Контроль функционирования и администрирование устройств МИГ-ГеоOnline. Слежение и планирование маршрутов, слежение за предупреждающими и опасными уровнями CO_2.

4) Карту города с визуализацией результатов измерений.

5) Отдельно могут разрабатываться программы обработки данных для научных исследований, либо конвертирование и импорт данных в готовые системы обработки. Получаемые данные мобильных датчиков могут дополнять и расширять покрытие стационарных постов.

МГС АиК CO2 позволит быстро развертывать систему наблюдения на проблемной территории, а одновременно работающие датчики МИГ-ГеоOnline обеспечат большую достоверность данных во временной и пространственных осях.

Рисунок 1. Схема функционирования МГС АиК CO2.

На рис.1. представлена схема функционирования МГС АиК CO2. Качество, пространственно-временное разрешение картины распределения CO_2 в городе зависит только от количества измерителей CO_2 и скорости их перемещения по маршруту.

Управление системой: программный модуль управления мобильной системы – контроль функционирования и администрирования устройств МИГ-ГеоOnline, слежение и планирования маршрутов, слежение за предупреждающими и опасными уровнями CO_2; слияние измерений в разных зонах, разных измерителей CO_2 в целостную картину. Данные под управлением микроконтроллера в МИГ ГеоOnline по расписанию и практически синхронно пересылаются в режиме online на сервер. На сервере происходит накопление данных. Программы обработки забирают полученные данные и выдают визуальную картину вместе с информационными и предупреждающим сигналами в соответствующих городских службах.

В качестве передвижной базы МГС АиК CO2 предлагается задействовать два вида носителей: - маршрутный транспорт городской сети с передвижением согласно утвержденной сети муниципальных автобусных маршрутов; - среднестатистический горожанин-волонтёр, осуществляющий ежедневное движение к месту учебы, работы, прогулку пешим ходом. Основополагающим критерием отбора в данную группу носителей является распорядок (ежедневно), неизменность маршрута (с минимальными отклонениями), передвижение пешим ходом. Возможно и стационарное размещение МИГ ГеоOnline в интересующих точках города в защищенных от вандалов местах. МГС АиК CO2 позволит собрать обширный статистический материал о дозах приземной концентрации CO_2 в весенне-летний-осенний период (пожароопасный сезон на землях лесного фонда) по различным направлениям внутри города, составить схему города, отображающую участки наиболее склонные к накапливанию и удержанию повышенной концентрации CO_2 и в дальнейшем интегрировать МГС АиК CO2 в структуру экологического мониторинга городской среды.

Разработка ПО для МГС АиК CO2 представляет собой отдельную задачу, сочетающую в себе подзадачи стыковки измерительных блоков, привязку измерений к координатам и обработку данных измерений. Для мобильного приложения мониторинга и передачи информации о CO_2 на сервер, где будет находиться центральный сервис по обработке данных можно использовать в качестве прототипа сервисы о функционировании организма человека, например пульсометр, шагомер различных фирм. Организация системы мониторинга может быть подобна [6], хотя система и стационарная.

Скорость ветра и его направление внутри города изменяются от типа городской застройки. В некоторых точках города, из-за особенностей расположения зданий, количество безветренных дней увеличивается от трех и более раз по сравнению с загородной контрольной станцией. А в низинах высокие концентрации CO_2 сохраняются дольше. Характеристика ландшафта должна прилагаться к текущим данным, так как имеет большое значение в интерпретации и классификации данных.

В настоящее время работы по созданию системы направлены на изготовление опытного образца МИГ ГеоOnline: а) сравнение измерителей CO_2 с разными физическими принципами – NDIR, MOX (модули PCL0A, MH-Z19, MG-812, CCS811); удельное энергопотребление на 1 измерение; 2) проверка точности получения геоданных в модуле GY-NEO6MV2 – должно быть не хуже ± 5м в городской застройке; 3) отладка передачи данных модулем GSM/EDGE – SIM800L по выделенному APN сотового оператора на компьютер с реальным IP-адресом; 4) отработка взаимодействия сервера со сгенерированными тестовыми данными с программой визуализации измерений изолиниями на карте города.

Концепция системы обсуждалась на семинаре «Your Smart City» проекта «Европейские практики совместного создания человеко-ориентированных умных городов / Co-creation of EU Human Smart Cities (CoHuSC)» при поддержке программы Европейского Союза Erasmus+ Jean Monnet [7].

1. Белан Б.Д., Пташник И.В. Измерения есть, мониторинга нет. ClimateScience. 5 октября 2020. https://climatescience.ru/articles/5f871c16d5b1620019fa6fc5.

2. 'A Mobile Sensor Network to Map CO2 in Urban Environments': www.researchgate.net/publication/282253655.

3. 'A mobile sensor network to map carbon dioxide emissions in urban environments': www.atmos-meas-tech.net/10/645/2017/.

4. "Не задохнуться: замеры уровня CO2 в различных местах и ситуациях": www.ixbt.com/live/chome/ne-zadohnutsya-izmeryaem-uroven-co2-v-razlichnyh-mestah-i-situaciyah.html.

5. "Охота на душный воздух. Сколько CO2 в Москве?": https://habr.com/ru/company/tion/blog/389097/.

6. https://cityair.io/ru/monitoring-networks/.

7. https://portal.tpu.ru/science/konf/smartcities/programme.

СПОСОБ МИНИМИЗАЦИИ СИСТЕМАТИЧЕСКИХ ПОГРЕШНОСТЕЙ УЛЬТРАЗВУКОВОГО ТЕРМОМЕТРА, ОБУСЛОВЛЕННЫХ ВРЕМЕННЫМИ ЗАДЕРЖКАМИ СИГНАЛА И ТЕМПЕРАТУРНЫМИ ИЗМЕНЕНИЯМИ КОНСТРУКЦИИ

Богушевич А.Я.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
bay@imces.ru

Характерной особенностью ультразвуковых измерений компонент вектора скорости ветра **v** и температуры воздуха *T* [1–3] является значительное превалирование в них систематических погрешностей над случайными ошибками [4]. Последние определяют порог чувствительности ультразвуковых анемометров-термометров (УАТ) к турбулентным пульсациям **v** и *T*, и их среднеквадратические величины обычно имеют значения порядка $\sigma_v \sim 10^{-2}$ м/с и $\sigma_T \sim 10^{-2}\ {}^0K$. Вследствие малости σ_v и σ_T, а также возможности повторять измерения с высокой частотой (до 100 Гц), эти приборы с 50-х гг. XX в. успешно применяются для исследований атмосферной турбулентности. Современные изготовители промышленных УАТ указывают, что их погрешности измерений намного больше, чем σ_v и σ_T. Это обусловлено тем, что в них систематические составляющие Δv и ΔT погрешностей существенно зависят от значений **v** и *T*. Поэтому в технических характеристиках УАТ приводят максимальные значения Δv и ΔT для заявляемых диапазонов измерений **v** и *T*.

Физической основой ультразвуковых измерений температуры является зависимость скорости звука *c* в воздухе от ее абсолютного значения *T* (º*K*), применяемая в них как

$$c \approx 20,067\sqrt{T_V}\ \text{, м/с,} \qquad (1)$$

где $T_V \approx c^2/402,7 \approx T\left(1+0,3192e/P\right)$ называют виртуальной (или акустической) температурой; *e* – упругость водяного пара в воздухе, гПа; *P* – атмосферное давление, гПа. В (1) влияние *e*/*P* при отрицательных температурах T_C (º*C*) пренебрежимо мало, но при $T_C > 0$ его следует уже учитывать в вычислениях *T* из T_V. Вследствие этого в УАТ иногда встраиваются датчики, измеряющие *P* и относительную влажность воздуха *r*. Получаемые в этом случае значения *r* применяются для вычислений *e*.

Поскольку *c* в (1) зависит от *T*, º*K*, то при необходимости измерять *T* с погрешностью ΔT, например, не более ±0,3º *K* относительная погрешность $|\Delta T|/T$ 100 в УАТ не должна превышать 0,1 %. Это очень жесткое требование к измерениям, которое выполнимо для УАТ только при их индивидуальной градуировке в климатической камере во всем диапазоне значений *T*, что заметно увеличивает их стоимость. Поэтому в промышленных метеостанциях, измеряющих только усредненные значения метеорологических параметров, обычно отказываются от применения ультразвука для оценивания *T*, используя его только для измерений **v**. Более того, даже в УАТ, предлагаемых для научных исследований, вместо *T* часто выдаются значения турбулентных пульсаций T_V.

В настоящей работе рассматривается совместное влияние на систематическую погрешность ΔT ультразвуковых измерений *T* неучтенной временной задержки $\Delta\tau$ прохождения сигнала между парами «излучатель-приемник звука» и температурных изменений ΔS расстояний между ними *S*. Приводятся соотношения для оценивания рассматриваемой погрешности и результаты ее расчетов. Описывается метод градуировки УАТ в климатической камере с применением эталонных средств измерений (ЭСИ), позволяющий более чем на порядок уменьшать совместное влияние $\Delta\tau$ и ΔS на ΔT в диапазоне измеряемых *T* от -70º до +50º *C*. Этот метод успешно применяется ООО «Сибаналитприбор»

при серийном изготовлении УАТ, включаемых в состав ультразвуковых метеостанций АМК-03, АМК-04 и других [5–7], разработанных совместно с ИМКЭС СО РАН.

Аппаратурно измеряемые в УАТ времена $\hat{t}$ распространения акустического сигнала на расстояния S между парами ультразвуковых датчиков отличаются от их истинного значения t на задержку сигнала $\tau = \hat{t} - t > 0$ (значения параметров при измерениях T здесь и ниже обозначаются сверху символом ^). Такая задержка возникает как в электронных схемах прибора, так и, в большей степени, при преобразовании электрического сигнала в звуковую волну (в источнике) и при ее обратном преобразовании в электрический сигнал (в приемнике). Значение τ обычно оценивают еще при разработке прибора и далее учитывают как поправку $\hat{\tau}$ к $\hat{t}$ в виде $t = \hat{t} - \hat{\tau}$. При этом остается ее неучтенный остаток $\Delta\tau = \hat{\tau} - \tau$, который в отличие от $\hat{\tau}$ может иметь отрицательное значение. Первичная (основная) градуировка УАТ заключается в установлении значений расстояний S_0 между всеми используемыми парами «источник-приемник звука» при температуре T_0, фиксируемой ЭСИ. Далее, при измерениях **v** и T, полученные значения S_0 используются в вычислениях групповых скоростей звука $\hat{U} \approx S_0 / (\hat{t} - \hat{\tau})$ в разных направлениях, аналитически связанных с **v** и T формулой $U = \sqrt{c^2 - v_\perp^2} + v_\mathrm{q}$ где v_q и $v_\perp$ - продольная и поперечная компоненты **v** относительно направления от источника к приемнику. При требовании $|\Delta T|/T\, 100 \le 0{,}1$ % первичная градуировка должна обеспечивать оценку S_0 с погрешностью $\Delta S_0 \approx (S_0/2)(\Delta T/T_0)$ не более ±0,1 мм, что является затруднительной задачей. Здесь и ниже индекс «0» обозначает, что значение параметра относится к условиям проведения первичной градуировки.

Температурные изменения S линейных размеров конструктивных элементов УАТ описываются как $S = S_0\left[1 + \alpha(T - T_0)\right]$, где T – текущее значение температуры; α – коэффициент температурного расширения. Для применяемой в АМК-03 конструкции УАТ из нержавеющей стали справочное значение последнего $\alpha_0 \approx 1{,}1\ 10^{-5}\ 1/^0K$, при котором $(S_0 - S)/S_0 \cdot 100$ в случае $T = -50^\circ C$ и $T_0 = +20^\circ C$ близко к 0,1 %. Поэтому в вычислительных алгоритмах температурные изменения S нами также учитываются как $\hat{S} \approx \hat{S}_0\left[1 + \hat{\alpha}(\hat{T} - T_0)\right]$, где с учетом, что $|\hat{T} - T|/T \ll 1$, вместо неизвестной истинной температуры T используется ее измеренное значение $\hat{T}$, а применяемое значение $\hat{\alpha}$ может отличаться от α на $\Delta\alpha = \hat{\alpha} - \alpha <> 0$.

В настоящей работе не рассматриваются погрешности измерений T, связанные с влиянием ветра на вычисляемые в УАТ значения групповых скоростей звука. При отсутствии ветра, например в климатической камере, $\hat{U} \equiv \hat{c}$, и общая формула для описания $\Delta T = \hat{T} - T$ следует только из (1) в виде

$$\Delta T \approx T\left[\left(\frac{\hat{c}}{c}\right)^2 \frac{1 + 0{,}32 \cdot e/P}{1 + 0{,}32 \cdot \hat{e}/\hat{P}} - 1\right], \qquad (2)$$

где $c = S_0\left[1 + \alpha(T - T_0\right]/t$ – истинная скорость звука в воздухе, отличающаяся от ее измеряемой величины $\hat{c} \approx (S_0 + c_0\Delta\tau) \cdot \left[1 + (\alpha + \Delta\alpha)(\hat{T} - T_0)\right]/(t + \Delta\tau)$; $\hat{P}$ – измеряемое значение P; $\hat{e}$ – вычисленное из (2) по значениям $\hat{r}$ и $\hat{T}$ значение e.

Для упрощенных (инженерных) оценок ΔT выражение (2) с учетом, что $\alpha \sim 10^{-5}$ и $|\hat{T} - T|/T \ll 1$, можно линеаризовать относительно $|\Delta\tau|/t_0 \ll 1$, $|\Delta\tau|/t \ll 1$, $|\Delta\alpha(T - T_0)| \ll 1$ и $\alpha|T - T_0| \ll 1$. В итоге имеем

$$\Delta T / T \approx 2(T - T_0) \cdot \left[\Delta\alpha - 20 / S_0 / (\sqrt{T} + \sqrt{T_0}) \cdot \Delta\tau\right] - 0{,}32 / P \cdot \Delta e \qquad (3)$$

или $$\Delta T / T \approx 2(T - T_0) \cdot \left[\Delta\alpha - 10 / S_0 / \sqrt{T_0} \cdot \Delta\tau \right] - 0,32 / P \cdot \Delta e \,, \qquad (4)$$

где T и T_0 в ^{o}K; $\Delta\alpha$ в $1/^{o}K$; S_0 в м; $\Delta\tau$ в с; P и Δe в гПа.

В (2), если $T \to T_0$, то также $t \to t_0$ и, следовательно, $\hat{c} / c \to 1$. Поэтому из (3) и (4) следует, что при измерениях T, близкой к T_0, погрешность ΔT, обуславливаемая $\Delta\tau <> 0$ и $\Delta\alpha <> 0$, мала даже при очень больших $|\Delta\tau|$ и $|\Delta\alpha|$. Наибольшее значение $|\Delta T|/T$ при одних и тех же $|\Delta\tau|$ и $|\Delta\alpha|$ наблюдается при максимальном $|T - T_0|$, т.е. на границах диапазона измерений T. При этом чем меньше S, тем больше при одних и тех же T и $\Delta\tau$ относительная погрешность измерений временных интервалов $\Delta\tau/t = c\Delta\tau/S$ и соответственно больше $|\Delta T|/T$. В (3) и (4) последнее отражается через значение числового коэффициента перед $\Delta\tau$. В АМК-03 $S_0 \approx 14$ см и при $T_0 = +20\ ^{0}C$ данный коэффициент в (4) примерно равен 4,2. Это означает, что здесь чувствительность $|\Delta T|/T$ к значению $\Delta\tau$ более, чем в 4 раза выше, чем к $\Delta\alpha$.

В докладе приводятся результаты расчетов из (2), (3) и (4) отдельных составляющих погрешности ΔT, обусловленных значениями $\Delta\tau$ и $\Delta\alpha$, для диапазона измеряемых T от –70º до +50º C. В них использовались значения параметров, типичные для УАТ в составе АМК-03: $S_0 = 14$ см, $\alpha_0 = 1,1\ 10^{-5}\ 1/^{0}K$ и $T_0 = +20\ ^{0}C$. При этом учитывалось, что для АМК-03 величина $\Delta\tau = 10^{-5}$ с близка к значению периода ультразвуковых сигналов в УАТ с частотой ~100 кГц, а также, что такое $\Delta\tau$ приводит к значениям ΔT, близким к наблюдаемых для АМК-03 в климатической камере. Они показывают, что игнорирование задержки сигнала τ в УАТ может приводить к громадным погрешностям $|\Delta T|$, наиболее проявляющимся вблизи границ диапазона измерений T.

Учитывая, что значения ΔT, обусловленные $\Delta\tau$ и $\Delta\alpha$, могут иметь противоположные знаки и что при $|\Delta\tau|/t << 1$, и $|\Delta\alpha(T - T_0)| << 1$ они с точностью до знака аналогично зависят от T, нами был предложен метод минимизации их совместного влияния по всему диапазону измерений T. Он заключается в определении в климатической камере при $T = T_2$, близкой к нижней границе диапазона измерений, индивидуального для УАТ аналога коэффициента температурного расширения α_2, подставляемого в его программное обеспечение, при котором вычисляемое им значение $\hat{T}$ будет совпадать с T_2. Для этой цели УАТ после первичной градуировки помещается вместе с эталонным измерителем температуры в металлический контейнер, который устанавливается внутри климатической камеры. Контейнер здесь необходим для полного отсекания тепловых и ветровых потоков. Далее в камере устанавливается максимально низкая температура T_2, обычно –50º C, при которой наблюдается максимальное $|T_2 - T_0|$ и отсутствует влияние влаги на скорость звука c. Оценка α_2 выполняется после выдержки работающего УАТ при температуре T_2 около 4 ч.

Ниже на рис. 1 приведены расчетные данные, демонстрирующие эффективность применения описанного метода минимизации ΔT.

Данная работа выполнена по государственному заданию ИМКЭС СО РАН.

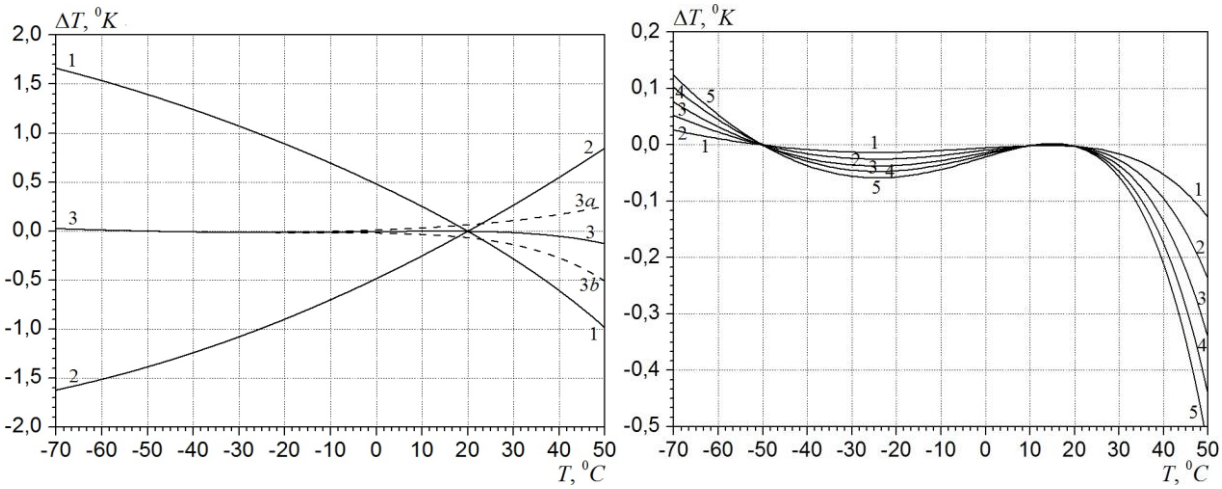


Рисунок 1. Эффективность минимизации погрешности ΔT, обусловленной $\Delta\tau$ и$\Delta\alpha$, при значениях параметров первичной градуировки T_0 = +20 ^0C, r_0 = 80 %, S_0 = 14 см и α_0 = 1,1 10^{-5} $1/^0K$. Левый подрисунок: 1 – влияние на ΔT только $\Delta\tau$ = 10 мкс; 2 – влияние на ΔT только $\Delta\alpha$ = 4,44 10^{-5} $1/^0K$; 3 – совместное влияние на ΔT величин $\Delta\tau$ = 10 мкс и $\Delta\alpha$ = 4,44 10^{-5} $1/^0K$; 3*a* и 3*b* – аналогично 3 с учетом Δr = -3% и Δr = +3%. Правый подрисунок: совместное влияние на ΔT величин $\Delta\tau$ и $\Delta\alpha$ после вторичной градуировки при T = -50^0C прибора с различными значениями $\Delta\tau$: 1 – $\Delta\tau$ = 10 мкс и $\Delta\alpha$ = 4,44 10^{-5} $1/^0K$; 2 – $\Delta\tau$ = 20 мкс и $\Delta\alpha$ = 8,67 10^{-5} $1/^0K$; 3 – $\Delta\tau$ = 30 мкс и $\Delta\alpha$ = 12,71 10^{-5} $1/^0K$; 4 – $\Delta\tau$ = 40 мкс и $\Delta\alpha$ = 16,56 10^{-5} $1/^0K$; 5 – $\Delta\tau$ = 50 мкс и $\Delta\alpha$ = 20,25 10^{-5} $1/^0K$.

1. *International standard*: ISO 16622:2002. Meteorology – Sonic anemometers/thermometers – Acceptance test methods for means wind measurements.

2. *Богушевич А.Я.* Ультразвуковые методы оценивания метеорологических и турбулентных параметров атмосферы // Оптика атмосф. и океана. 1999. Т. 12, № 2. С. 170–175.

3. *Тихомиров А.А.* Ультразвуковые анемометры и термометры для измерений пульсаций скорости и температуры воздушных потоков. Обзор // Оптика атмосф. и океана. 2010. Т. 23, № 7. С. 585–600.

4. *Богушевич А.Я.* Источники погрешностей при ультразвуковых измерениях метеовеличин в атмосфере, методы и алгоритмы их минимизации на основе опыта создания промышленной метеостанции АМК-03 // Учен. зап. физ. фак. Моск. ун-та. М: 2014. № 6. 146308 [Электр. ресурс]. URL: http://uzmu.phys.msu.ru/abstract/2014/6/14308/ (дата обращения: 29.06.2021).

5. *Азбукин А.А., Богушевич А.Я., Ильичевский В.И., Корольков В.А., Тихомиров А.А., Шелевой В.Д.* Автоматизированный ультразвуковой метеорологический комплекс АМК-03 // Метеорол. гидрол. 2006. № 11. С. 89–97.

6. *Тихомиров А. А., Корольков В. А., Богушевич А. Я., Азбукин А. А., Шелевой В. Д.* Бортовой метеорологический комплекс на базе многоцелевых гусеничных и колесных машин // Вестн. Акад. воен. наук. 2008. Т 24, № 3. С. 144–148.

7. *Азбукин А.А., Богушевич А.Я., Кобзев А.А., Корольков В.А., Тихомиров А.А., Шелевой В.Д.* Автоматические метеостанции АМК-03 и их модификации // Датчики и системы. 2012. № 3. С. 42–52.

ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕРКАЛЬНЫХ ОБЛАКОВ ВЕРХНЕГО ЯРУСА ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ НАЗЕМНЫМ ПОЛЯРИЗАЦИОННЫМ ЛИДАРОМ И СПУТНИКОВЫМ РАДИОМЕТРОМ

Брюханов И.Д.[1,2], Пустовалов К.Н.[1,3], Ни Е.В.[1], Животенюк И.В.[1], Стыкон А.П.[1], Самохвалов И.В.[1]

[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет

[2]Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН (г. Томск)

[3]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),

plyton@mail.tsu.ru, const.pv@yandex.ru, wolf.ni@yandex.ru, guitarplayer@mail.tsu.ru, stikon@yandex.ru, lidar@mail.tsu.ru

Облачность является не только регулятором радиационного баланса в климатической системе Земли, но и важнейшим фактором, определяющим поступление солнечной энергии к её поверхности. Ошибки определения характеристик микроструктуры облаков приводят к неточностям расчётов потоков солнечной радиации с использованием теоретических моделей облачности и неопределённости в оценках тенденций изменения климата. Весьма вероятной причиной расхождения является несовершенство микрофизической модели облаков, в том числе неучёт ориентации несферических ледяных частиц в смешанных и кристаллических облаках.

Важная роль облаков верхнего яруса (ОВЯ) в климатообразовании общепризнана [1, 2]. Их воздействие на излучение определяется размерами, формой и пространственной ориентацией несферических частиц льда в них. При определённых условиях они ориентируются горизонтально, приводя к увеличению коэффициентов отражения и аномальному (зеркальному) обратному рассеянию оптического излучения. В существующих моделях атмосферы форма и ориентация частиц в ОВЯ не учитываются из-за сложностей их описания. Как правило, используется понятие «эффективного радиуса», основанное на равенстве одного из свойств частиц и некоторой модельной сферы [2]. Это упрощение позволяет использовать теорию Ми при расчёте радиационных характеристик ОВЯ, но, по-видимому, является достаточно грубым и приводит к ошибкам синоптических и климатических прогнозов.

Контактное определение ориентации ледяных частиц в облаках невозможно, поскольку она нарушается при заборе проб исследуемой среды. Для оценки степени пространственной ориентации несферических ледяных частиц в ОВЯ используется метод лазерного поляризационного зондирования [3], основанный на измерении 16 элементов матрицы обратного рассеяния света (МОРС). Этот метод реализован в высотном матричном поляризационном лидаре НИ ТГУ (см., например, [4]. Существующие аналоги лидара (отечественные и зарубежные) позволяют определять лишь отдельные элементы МОРС, а остальные рассчитываются на основе свойств симметрии матриц в предположении справедливости приближения однократного рассеяния.

Настоящий доклад посвящён анализу экспериментальных данных, полученных в ходе непрерывного двухдневного эксперимента 8–9 января 2018 г. по зондированию аэрозольных образований (конденсационных следов), сформировавшихся в атмосфере вследствие выбросов продуктов сгорания из двигателей самолётов. Лидарные данные сопоставляются с данными наблюдений ОВЯ из Космоса спектрорадиометром MODIS.

В радиусе 100 км от точки стояния лидара НИ ТГУ расположен ряд трасс регулярного авиационного сообщения, благодаря чему следы самолётов, дрейфующие под действием ветра в направлении лидара, могут быть исследованы с его помощью. На рисунке 1 в качестве примера представлена временная динамика вертикального профиля интенсивности лидарного сигнала. Из рисунка видно, что на высоте около 9,5 км регистрировался аэрозольный слой. Его оптические характеристики приведены в таблице 1. Их значения (отношение рассеяния $R \geq 10$,

оптическая толща $\tau \leq 1$, элемент МОРС $m_{44} \leq -0{,}4$) позволяют констатировать [4] наличие в нём преимущественной горизонтальной ориентации частиц льда.

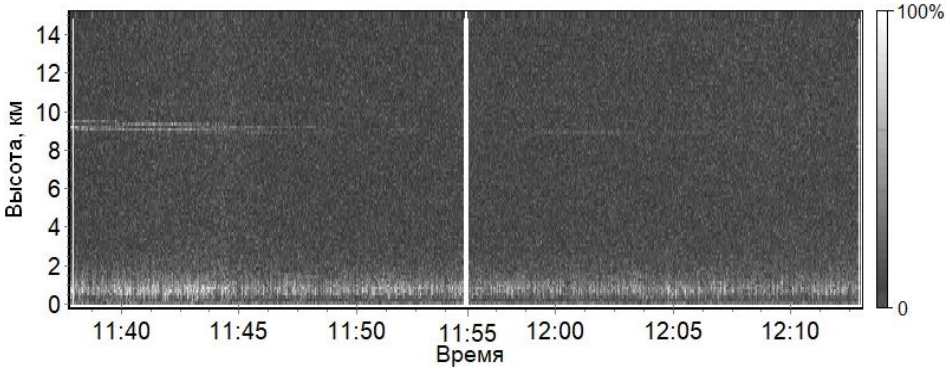


Рисунок 1. Временная динамика вертикального профиля интенсивности лидарного сигнала (08.01.2018 г., 11:37–11:54 LT (*а*) и 11:56–12:12 LT (*б*)).

Таблица 1. Оптические характеристики аэрозольного слоя по данным измерений на лидаре НИ ТГУ 08.01.2018 г.

Время регистрации	Оптическая толща τ	Отношение рассеяния R	МОРС (h, км)
11:25–12:10	0,8	58,1	$\boldsymbol{m}(9,0) = \begin{pmatrix} 1{,}00 & 0{,}01 & -0{,}11 & 0{,}19 \\ 0{,}01 & 0{,}82 & -0{,}01 & -0{,}09 \\ 0{,}11 & -0{,}12 & -0{,}86 & -0{,}05 \\ 0{,}19 & 0{,}16 & 0{,}12 & -0{,}97 \end{pmatrix}$

Для совместного анализа с лидарными данными использовались наборы данных спектрорадиометра MODIS (спутники Terra и Aqua) уровня обработки 1B (MOD021KM/MYD021KM), содержащие информацию о зарегистрированном радиометром излучении в 36 спектральных каналах (от 0,4 до 14,4 мкм) с пространственным разрешением 1×1 км [5]. Для оценки морфологических и оптических характеристик ОВЯ дополнительно были использованы наборы MODIS Atmosphere Level 2 Joint Product (MODATML2/MYDATML2), являющиеся вторым уровнем обработки данных MODIS и содержащие наиболее часто используемые атмосферные, облачные и аэрозольные продукты с разрешением 5×5 км [5, 6]. Использовались данные измерений указанных спутников в околополуденные часы (~12–14 ч LT). В этот период времени высота Солнца над горизонтом меняется незначительно, что позволяет сравнивать потоки излучения над некоторым пунктом, полученные при последовательных пролётах спутников. В ходе исследования созданы тематические изображения по лидарным и спутниковым данным, определены значения различных параметров ОВЯ, а также проведён их согласованный анализ.

На рисунке 2 представлены инфракрасные изображения (31 канал MODIS), соответствующие времени лидарной регистрации ОВЯ. Обращают на себя внимание морфологические особенности наблюдавшихся аэрозольных образований, характерные для конденсационных следов самолётов. Этот вывод представляется тем более уместным, поскольку в ходе описываемого лидарного эксперимента такие следы регистрировались во множестве [7]. В таблице 2 представлены значения потока отражённого коротковолнового излучения (Q), зарегистрированные различными спектральными каналами спектрорадиометра MODIS в точке стояния НИ ТГУ (в ближайшем пикселе) во время дневных пролётов спутников Aqua и Terra 08.01.2018 г. На рисунке 3 представлена временная динамика оптических характеристик ОВЯ, оценённых по данным измерений на лидаре НИ ТГУ, а также потока отражённого коротковолнового излучения, зарегистрированного спектрорадиометром MODIS, за время двухдневного эксперимента. По лидарным данным видна неоднократная регистрация зеркальных аэрозольных слоёв.

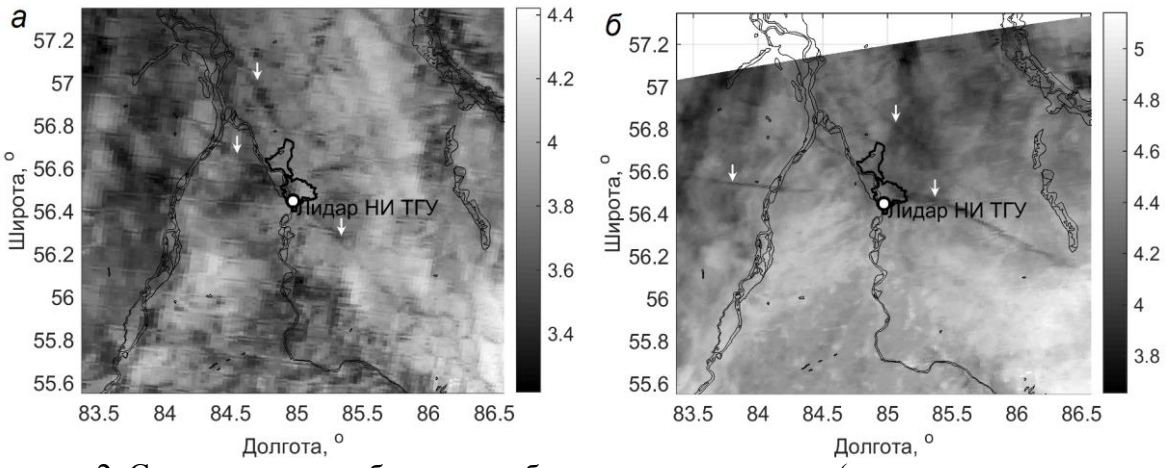


Рисунок 2. Спутниковые изображения облаков верхнего яруса (конденсационных следов самолётов) по данным 31 канала (10,780–11,280 мкм) спектрорадиометра MODIS за 11:55 LT 08.01.2018 г. (*а*) и 14:25 LT 09.01.2018 г. (*б*). Стрелками отмечены ОВЯ вблизи пункта лидарного зондирования.

Таблица 2. Отражённое коротковолновое излучение (*Q*), зарегистрированное различными спектральными каналами спектрорадиометра MODIS в точке стояния лидара НИ ТГУ во время дневных пролётов спутников Aqua и Terra.

Дата	Время, LT	*Q*, Вт/м^2/мкм/ср							
		Канал 8 405-420 нм	Канал 9 438-448 нм	Канал 3 459-479 нм	Канал 10 483-493 нм	Канал 11 526-536 нм	Канал 4 545-565 нм	Канал 12 546-556 нм	Канал 1 620-670 нм
08.01. 2018 г.	11:55	61,2	26,6	69,3	63	51,6	47,7	49,7	41,1
	13:35	89,4	36,6	88,6	82,1	64,4	61,8	62,1	53,8
	13:45	61,3	25,6	69,3	64,3	55,0	51,3	53,5	44,0
09.01. 2018 г.	12:40	48,4	20,5	53,6	47,1	38,9	36,8	37,9	31,4
	14:25	62,3	26,4	72,2	66,9	57,9	54	56,3	46,1

Согласно данным таблице 2 и на рисунке 3 (верхняя панель), при регистрации лидаром зеркальных ОВЯ значения потока отражённого коротковолнового излучения, измеренные радиометром MODIS в различных спектральных каналах в околополуденные часы, статистически значимо превышают аналогичные значения, соответствующие моментам времени регистрации ОВЯ без преимущественной ориентации ледяных частиц либо их отсутствие. Отмеченная особенность проявляется во всех спектральных каналах MODIS, измеряющих излучение в видимой части спектра (0,4– 0,7 мкм).

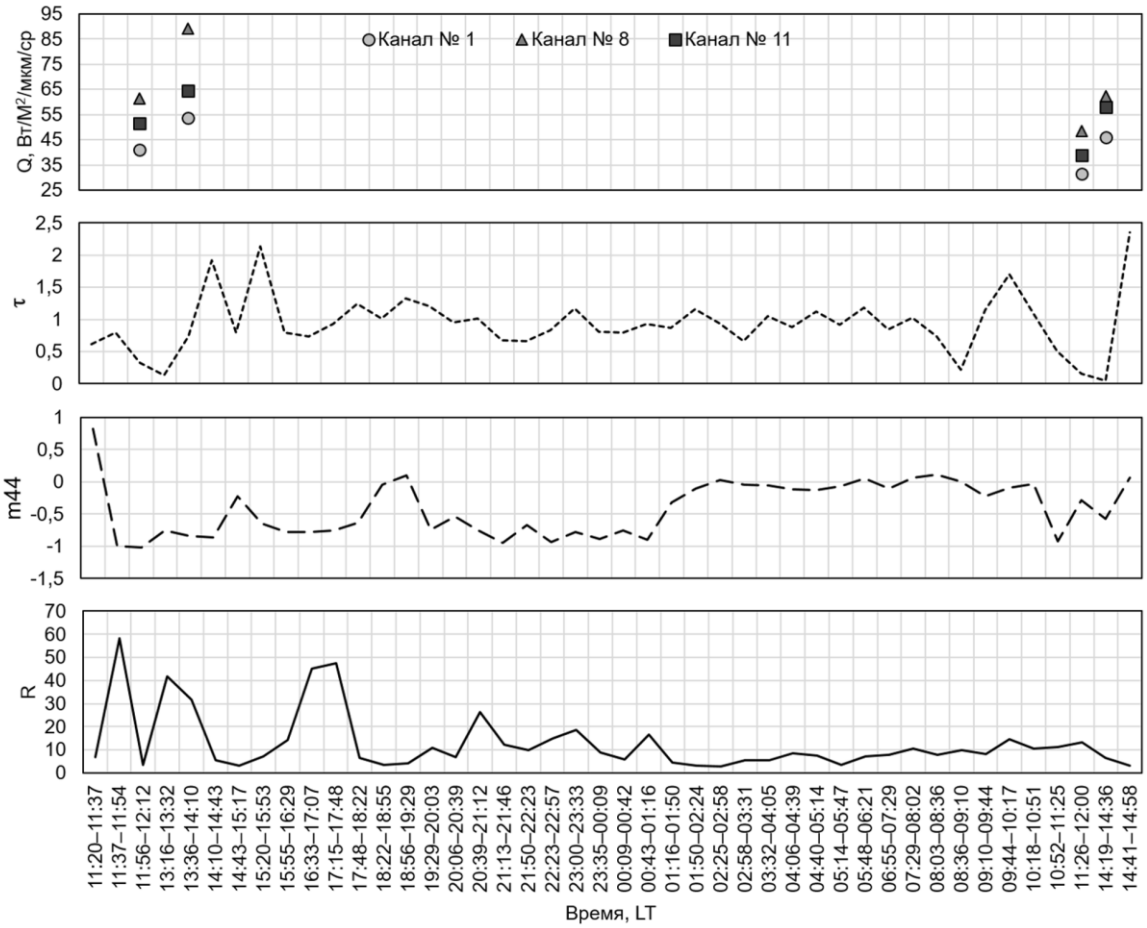


Рисунок 3. Временная динамика отражённого коротковолнового излучения *Q* по данным 1, 8 и 11 каналов MODIS, а также оптической толщи τ, элемента m_{44} МОРС и отношения рассеяния *R* и по данным лидара НИ ТГУ за 8–9.01.2018 г.

Представленные результаты подтверждают эффективность использования наземного поляризационного лидара и спутникового радиометра MODIS для исследования характеристик ОВЯ антропогенного происхождения с целью восстановления их оптических и радиационных характеристик.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, Грант № 21-72-10089.

1. Liou K.N. // Monthly Weather Review. – 1986. – V. 114. – P. 1167–1199.

2. Дмитриева-Арраго Л.Р., Трубина М.А. и др. // Труды Гидрометцентра России. – 2017. – № 363. – С. 19–34.

3. Kaul B.V., Samokhvalov I.V., and Volkov S.N. //Applied Optics. – 2004. – V. 43, No. 36. – P. 6620-6628.

4. Брюханов И.Д., Зуев С.В., Самохвалов И.В. // Оптика атмосферы и океана. – 2021. – Т. 34, № 4. – С. 272–279.

5. LAADS Web. Level 1 and Atmosphere Archive and Distribution System. Data. – URL: http://ladsweb.nascom.nasa.gov.

6. MODIS Atmosphere. Products. Joint Atm. (ATML2). – URL: https://modis-images.gsfc.nasa.gov/JOINT/index.html.

7. Samokhvalov I.V., Bryukhanov I.D., Park Soojin, et al. // Proceedings of SPIE. – 2018. – Vol. 10833. – 108335J; DOI: 10.1117/12.2504517.

ПОИСК И ИССЛЕДОВАНИЕ ЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА МИКРОЧАСТИЦ В РАЗЛИЧНЫХ ДЕПОНИРУЮЩИХ СРЕДАХ МЕТОДОМ РФА С СИНХРОТРОННЫМ ИЗЛУЧЕНИЕМ

Дарьин А.В.
Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (г. Новосибирск),
avd@igm.nsc.ru

Использование синхротронного излучения для проведения микро-РФА (μРФА-СИ) исследований значительно расширяет аналитические возможности метода. Снижение пределов обнаружения (в оптимальных условия до 0,1 г/т) позволяет определять широкий набор следовых элементов в разных природных матрицах. Использование фокусирующей рентгеновской оптики в варианте 2D сканирования дает возможность поиска и исследования элементного состава отдельных микрочастиц размером 10-15 мкм в различных депонирующих средах – донных осадках, снежных кернах, аэрозольных фильтрах и пр. (1, 2).

Нахождение отдельных микрочастиц в различных природных матрицах дает уникальную возможность для идентификации источников поступления вещества и исследования динамики их природного распространения. Использование разработанного блока «Конфокального рентгеновского микроскопа» (рис.1) позволяет не только исследовать элементный состав микрочастиц, но и их морфологию и структурные характеристики.

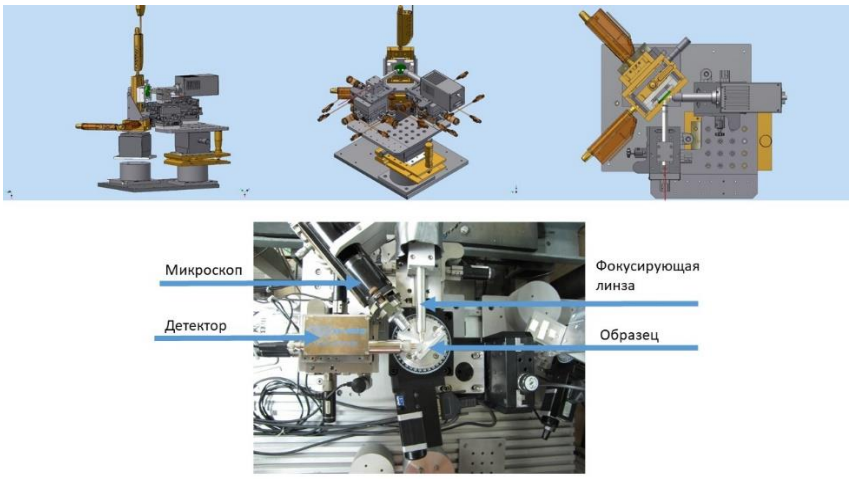


Рисунок 1. Схема (вверху) и фотография (внизу) блока конфокального рентгеновского микроскопа (КРМ), установленного на станции «Элементный анализ» ЦКП СЦСТИ (ИЯФ, Новосибирск).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ №19-05-50046 Микромир.

1. Дарьин А.В., и др. Следы тунгусского события 1908 г. в донных осадках озера Заповедное по данным сканирующего РФА-СИ // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 2. С. 61-65.

2. Дарьин Ф.А., и др. Распределение германия и других элементов в образцах метеорита Челябинск по данным сканирующего рентгенофлуоресцентного микроанализа на источнике синхротронного излучения // Известия Российской академии наук. Серия физическая. 2019. Т. 83. № 11. С. 1568-1571.

АНАЛИЗ ТЕМПЕРАТУРНЫХ ИНВЕРСИЙ НИЖНЕГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ НА ПРИМЕРЕ ГОРОДА ТОМСКА

Жукова В.А.[1], Красненко Н.П.[1,2], Пустовалов К.Н.[1,3], Раков А.С.[1]
[1]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
jukowa.vera2017@yandex.ru, dipol@ngs.ru
[2]Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники,
krasnenko@imces.ru
[3]Национальный исследовательский Томский государственный университет,
const.pv@yandex.ru

Атмосферу принято рассматривать как многослойное образование, и особое место в ней занимает атмосферный пограничный слой (АПС). Строение АПС определяется взаимодействием подстилающей поверхности и свободной атмосферы. Пограничный слой образуется в результате совместного влияния силы градиента атмосферного давления, силы Кориолиса и силы турбулентного трения (иногда ПСА называют нижней тропосферой, состоящей из двух слоев – нижнего, называемого приземным слоем, и непосредственно АПС) [1].

Исследования нижней тропосферы необходимы для целого ряда фундаментальных задач физики атмосферы и практической метеорологии и экологии [2]. Данные о термической стратификации АПС широко используются в системах экологического мониторинга, контроля условий распространения радиоволн, прогноза опасных метеорологических явлений и др. [3]. Недостаточное знание структуры ПСА и его обмена количеством движения, теплом и влагой с неоднородной поверхностью является в настоящее время одним из основных препятствий для правильного функционирования оперативных, глобальных и региональных моделей прогноза погоды и экспертных моделей климата и его изменений. В отличие от более высоких слоев тропосферы, где в основном температура падает с высотой, в ПСА возможно наличие так называемых температурных инверсий, когда на определенных высотах температура атмосферы наоборот увеличивается с высотой [4].

Температура в пограничном слое атмосферы, подчиняясь суточным и сезонным модуляциям, является одной из самых изменчивых метеорологических характеристик. Одной из важнейших характеристик температурной стратификации нижних слоев атмосферы являются температурные инверсии. Результаты изучения инверсий пограничного слоя атмосферы представляют определенный интерес для решения целого ряда научных и практических задач (построение модели ПСА, прикладные задачи экологии, изучение загрязнения атмосферы, исследование аэрозолей и т.д.). Для достоверного предсказания поведения атмосферы необходимо знать ее характеристики на различных высотах, в различных районах, в различные моменты времени [5]. Исследование пограничного слоя атмосферы требует оперативного получения информации о его структуре и пространственно-временной изменчивости ПСА [6]. Для решения данной задачи используются как локальные, так и дистанционные методы и средства измерений различных параметров атмосферы.

Инверсии температуры представляют собой отклонения от нормального распределения температуры. С помощью микроволновых температурных профилемеров, обеспечивающих практически непрерывные измерения профилей температуры, появилась возможность идентификации термического состояния и его динамики. В частности, можно идентифицировать тип термической стратификации, вертикальный градиент температуры, определить высоту слоя перемешивания, тип термической устойчивости, сделать анализ параметров суточного хода температуры, увидеть прохождение теплых и холодных фронтов, определить характеристики и тип температурных инверсий. Подробно эти возможности описаны в [4,7].

Особенности эволюции атмосферного пограничного слоя исследуются на основе данных микроволнового зондирования [8]. Микроволновый температурный профилемер МТР–5,

установленный на территории ИМКЭС СО РАН в Академгородке г. Томска, позволяет отображать термическую структуру нижнего слоя атмосферы от 0 до 1000 м через каждые 50 м с временной дискретностью в 5 мин. Погрешность измерения температуры не превышает 0,5 °С [9]. При этом высота 0 м соответствует высоте установки прибора над уровнем земли. Недостатком его является то, что высота измерений составляет 1000 м. Это затрудняет использовать результаты наблюдений при определении характеристик очень мощных инверсий. В этом случае необходимо привлекать данные радиозондирования. Однако такие случаи наблюдаются достаточно редко, а накопление примесей в приземном слое атмосферы бывает обусловлено приземными или приподнятыми инверсиями с нижней границей несколько сотен метров.

Метеорологический температурный профилемер МТР-5 (установленный на территории ИМКЭС СО РАН) обеспечивает подробные, непрерывные данные о температуре воздуха пограничного слоя атмосферы, что позволяет оценить статистические характеристики инверсий температуры.

На основе данных МТР-5 дополнительно производился расчёт вертикального градиента температуры (γ, °С/100 м) для различных слоёв в пределах ПСА, который является важной характеристикой для определения инверсии в пункте исследования.

Существующий ряд наблюдений (2014–2020 гг.) обеспечивает контроль вертикальной структуры ПСА, определение момента образования температурных инверсий и их разрушения. В дальнейшем ряд наблюдений будет расширен.

В работе использовались результаты наблюдений за период с 2014 по 2020 гг., что позволило оценить наличие инверсий от года к году. При обработке материалов наблюдений учитывалось значительное количество пропусков данных в связи с неисправностью или отключением прибора.

Исследование межгодового хода общего количества всех инверсий представлено на рисунке 1. Общее число дней за исследуемый период составило 2557 дней (2014–2020 гг.), из них 1789 дней профилимер производил наблюдения. В 768 случаях за 7 лет профилемер не регистрировал данные, связанный с неисправностью или отключением прибора. Из всех дней с наблюдениями (1789) 1582 дня наблюдалась инверсия, вне зависимости от типа и продолжительности температурных инверсий. В 208 случаях инверсия не наблюдалась. Это позволяет нам сделать вывод о том, что инверсии наблюдаются практически во все дни, вне зависимости от года к году. Исключением является 2015 и 2020 годы, у которых число дней без инверсий превышает 30 случаев.

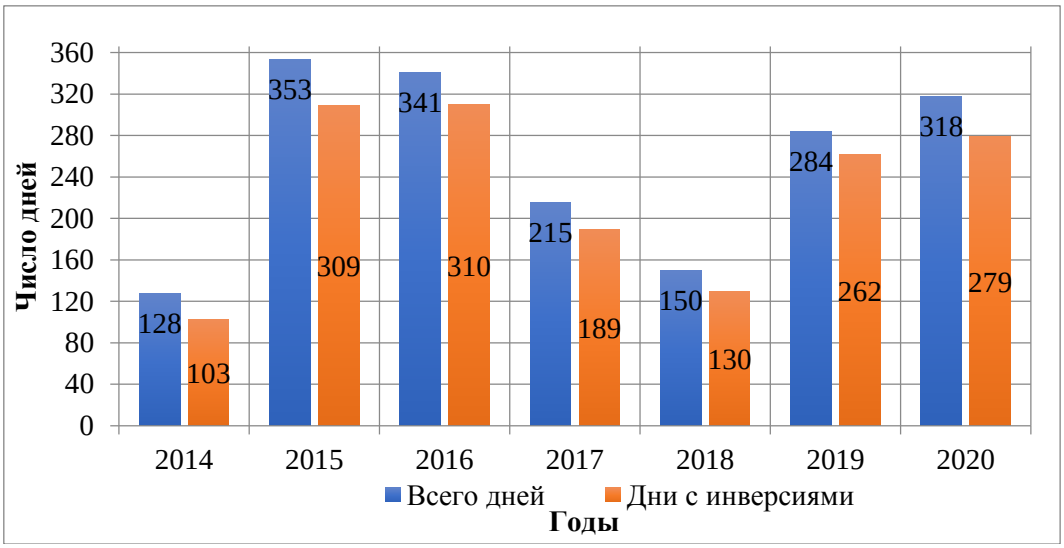


Рисунок 1. Межгодовой ход инверсий по данным МТП, число от дней с наблюдениями.

Для сравнения характеристик температурных инверсий в зависимости от их типа были рассмотрены типичные случаи приземной (12 июля 2019 г.) и приподнятой (17 января 2019 г.) инверсий.

Суточные вариации вертикального профиля температуры и вертикального градиента температуры воздуха за 17 января 2019 г. показывают, что температурная инверсия наблюдается на протяжении целых суток (рис. 2а, 2б). Данная инверсия температуры являлась, преимущественно, приподнятой. Высота нижней границы приподнятой инверсии составляет 100 м, характерная высота верхней границы – 650 м. Величина приподнятой инверсии в максимуме составила 6 °С. В суточном ходе стратификации температуры атмосфера, в основном, характеризовалась устойчивым (инверсионным) типом термической стратификации с градиентом температуры в приземном слое γ_{100}< 0 °С/100 м, с переходами на слабоустойчивый тип с градиентом температуры 0 °С/100 м ≤ γ_{100}<0,98 °С/100 м. Данные вертикального градиента температуры позволяют нам судить о наличии не одной инверсии, а нескольких. Отмечается рост температуры с высотой в 11:30 и вертикальный градиент температуры равен 0,61 °/100 м. Также фиксировалось падение температуры с высотой утром в 04:30 и значение вертикального градиента температуры составило – 0,38 °/100 м. Отклонение вертикального градиента температуры от градиента при нормальных условиях составляет 1,2 °/100 м. Известно, что как правило, в нормальных условиях вертикальный градиент температуры равен 0,65 °/100 м. Температурный фон за эти сутки менялся от -15 ÷ -16 °С в слое от 0 до 150 м и до -8 °С в слое от 500 м.

Анализ вертикального профиля температуры и вертикального градиента температуры за 12 июля 2019 г. показал, что наблюдается приземная инверсия температуры (рис. 2в, 2г). 11 июля 2019 г. инверсия образовалась вечером (22 ч) и сохранялась до 8:30 ч утра 12 июля. Ее продолжительность составила 10,5 часов. Нижняя граница инверсии была равна 0 м, высота верхней границы составила 150 м. Величина инверсии в максимуме составила 7 °С. Позднее была зафиксирована еще одна инверсия, которая образовалась в 21:30 ч. Ее нижняя граница была равна 0 м, верхняя – 100 м, максимальная величина инверсии составила 6,5 °С. В суточном ходе стратификации температуры атмосфера была представлена сначала устойчивым (инверсионным) типом термической стратификации с градиентом температуры в приземном слое γ_{100}<0 °С/100 м, затем слабоустойчивым типом с градиентом температуры в приземном слое 0 °С/100 м≤γ_{100}<0,98 °С/100 м и неустойчивым с градиентом температуры в приземном слое γ_{100}≥0,98 °С/100 м. Наблюдалось падение температуры с высотой в 04:30 и вертикальный градиент температуры был равен 0,47 °/100 м. Начиная с 10:00, градиент γ был равен ~ 1 º/100 м, что характеризовало атмосферу как неустойчивую. Затем был отмечен рост температуры с выстой в 13:30 и вертикальный градиент составил 1,3 °/100 м. Наибольшее значение температуры в ПСА в этот день было равно 24 °С.

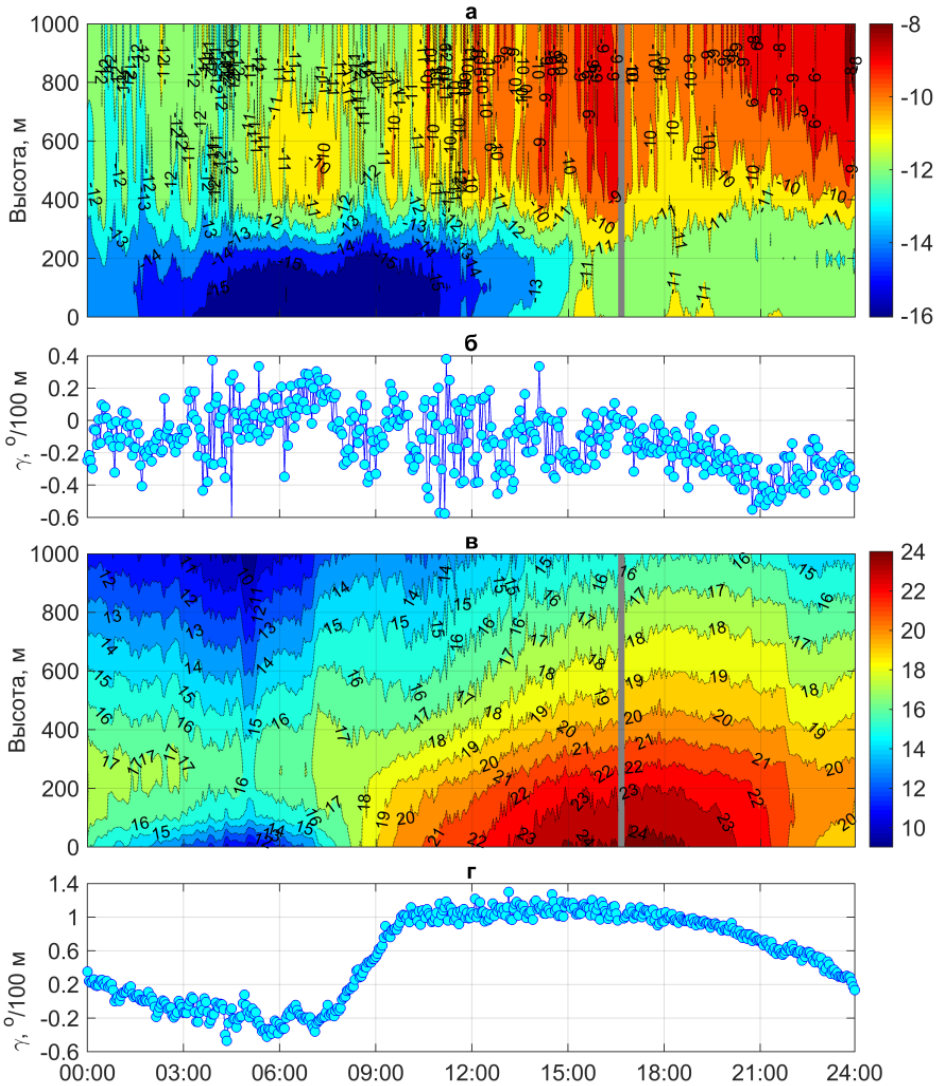


Рисунок 2. Изменения вертикального профиля температуры воздуха по данным МТР–5 и вертикального градиента температуры в слое 400-1000 м за 17.01.2019 г. (а, б), вертикального профиля температуры воздуха и вертикального градиента температуры в слое 100-400 м за 12.07.2019 г. (в, г).

Работа выполнена в рамках государственного задания ИМКЭС СО РАН по проекту № 121031300155-8.

1. Хромов С.П. , Петросянц М.А. Метеорология и климатология. // М.: Изд. МГУ. – 2013. – 582 с.

2. Кадыгров Е.Н. Микроволновая радиометрия атмосферного пограничного слоя: метод, аппаратура, результаты измерений // Оптика атмосферы и океана. 2009.– Т.22.– № 7. – С.697–704.

3. Зилитинкевич С.С. Динамика пограничного слоя атмосферы. // Л.: Гидрометеоиздат. – 1970. – 290 с.

4. Кадыгров Е.Н., Кузнецова И.Н. Методические рекомендации по использованию данных дистанционных измерений профилей температуры в атмосферном пограничном слое микроволновыми профилемерами: теория и практика. // Долгопрудный.: Изд. «Физматкнига». – 2015. –171 с.

5. Кадыгров, Е.Н. Микроволновые радиометрические комплексы для мониторинга температуры пограничного слоя атмосферы / Е. Н. Кадыгров, Е. А. Миллер, В. В. Фоломеев // Мир измерений. – 2010. – № 4. – С. 41–45.

6. Красненко, Н. П. Акустическое зондирование атмосферного пограничного слоя / «Водолей». – 2001. – 278 с.

7. Нахаев М.И. Особенности термической структуры нижних слоев атмосферы в московском мегаполисе по данным микроволновых измерений. Автореферат диссертации на соискание ученой степени к.г.н. Москва.: 2009. 20 с.

8. Кузнецова, И. Н. Влияние городской среды на температуру в пограничном слое атмосферы по данным микроволновых измерений в Москве и окрестностях / И. Н. Кузнецова, М. Н. Хайкин, Е. Н. Кадыгров // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2004. – Т. 40. – № 5.

9. Кадыгров Н.Е., Крученицкий Г.М., Лыков А.Д. Количественные оценки возмущений, вносимых мегаполисом в поле температуры атмосферного пограничного слоя // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. – 2007. – Т.43.– №1.– С. 1–13.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВЫСОТЫ ПЕРИСТЫХ ОБЛАКОВ ПО ПАНОРАМНЫМ ИЗОБРАЖЕНИЯМ НЕБА

Зуев С.В.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
zuev@imces.ru

Важную роль в радиационном балансе Земли играют перистые облака, постоянно покрывают почти 30% поверхности Земли. При этом они являются самыми малоизученными по сравнению с другими формами облаков, что в первую очередь связано с большой высотой их расположения (7-10 км над поверхностью) и с их обычно малой оптической толщиной. Стандартные наземные измерения позволяют исследовать перистые облака только на пропускную способность прямой солнечной радиации, в то время как использование лидаров позволяет определять их высоту и вертикальную протяженность, а также их микрофизический состав. При этом большинство исследовательских лидаров являются стационарными и требуют определенной инфраструктуры, обеспечивающей процесс измерений, что существенно сдерживает развитие сети мониторинга перистой облачности. Поэтому актуальной остается проблема мониторинга основных параметров перистых облаков, одним из которых является высота ее нижней границы, с использованием более простой и доступной аппаратуры.

Так, в [1] предлагается определять высоту перистых облаков с помощью двух идентичных ориентированных в зенит панорамных камер, разнесенных на расстояние d друг от друга. На одновременно получаемых изображениях с однозначно идентифицируемой точкой интереса, расположенной на основании облака, определяются ее зенитные θ_1 и θ_2 и азимутальные φ_1 и φ_2 углы и определяется высота нижней границы облачности по формуле

$$h = \frac{d}{\mathrm{tg}\theta_1 \cdot \sin\varphi_1 - \mathrm{tg}\theta_2 \cdot \sin\varphi_2}. \quad (1)$$

При этом для достижения необходимой точности камеры требуется разносить на достаточно большое расстояние друг от друга, что существенно усложняет процесс измерения и делает неудобным эксплуатацию используемого оборудования. Автором предлагается способ, позволяющий по серии изображений от одной панорамной камеры определять высоту равномерно движущейся перистой облачности, заключающийся в следующем.

Пусть предметы AB и CD одного размера y расположены параллельно плоскости наблюдения на расстоянии a от нее с соответствующими углами отклонения β_1 и β_2 от перпендикуляра HZ из точки наблюдения H (Рис. 1). При этом предмет AB имеет видимый угловой размер α_1, что эквивалентно наблюдению предмета AB_1 размером y_1, перпендикулярного линии наблюдения HA и находящегося на расстоянии a_1 от точки наблюдения H. Соответственно, предмет CD имеет видимый угловой размер α_2, что эквивалентно наблюдению предмета CD_1 размером y_2, перпендикулярного линии наблюдения HC и находящегося на расстоянии a_2 от точки наблюдения H.

Для треугольников ABB_1 и CDD_1 и AHZ и BHZ имеем следующие соотношения

$$\begin{cases} y_1 = y \cdot \dfrac{\cos(\alpha_1 + \beta_1)}{\cos\alpha_1}; \\ y_2 = y \cdot \dfrac{\cos(\alpha_2 + \beta_2)}{\cos\alpha_2}, \end{cases} \quad (2)$$

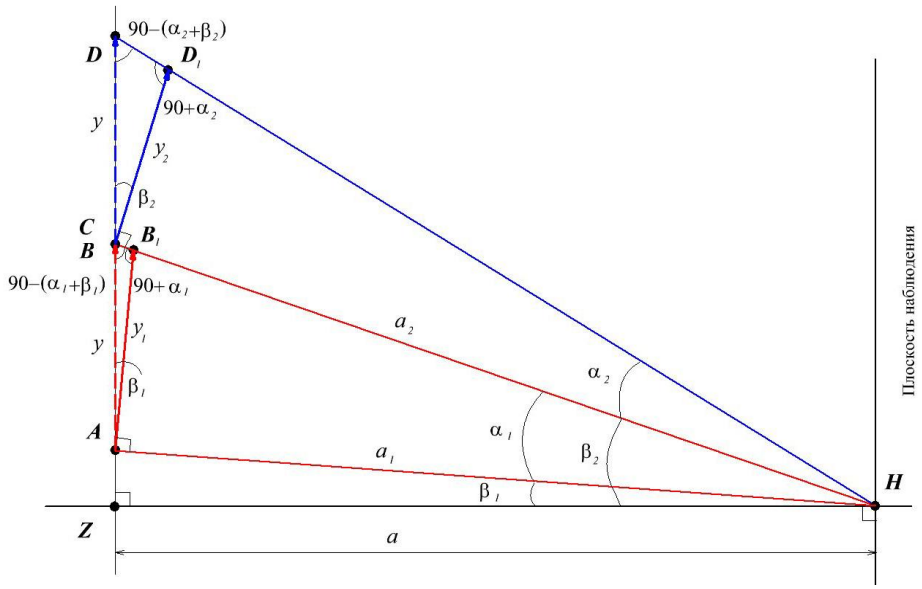


Рисунок 1. Схема наблюдения предметов *AB* и *CD* относительно точки наблюдения *H*.

$$\begin{cases} a_1 = \dfrac{a}{\cos\beta_1}; \\ a_2 = \dfrac{a}{\cos\beta_2}. \end{cases} \tag{3}$$

Если линии наблюдения *HA* и *HC* совместить с перпендикуляром *HZ*, а плоскость наблюдения принять за главную плоскость оптической системы с фокусным расстоянием *f*, то предметы AB_1 и CD_1 будут располагаться в пространстве предметов на расстоянии соответственно a_1 и a_2 от главной точки *H*, а в пространстве изображений будут сформированы их изображения $A'B_1'$ и $C'D_1'$ размерами соответственно y_1' и y_2' (Рис. 2).

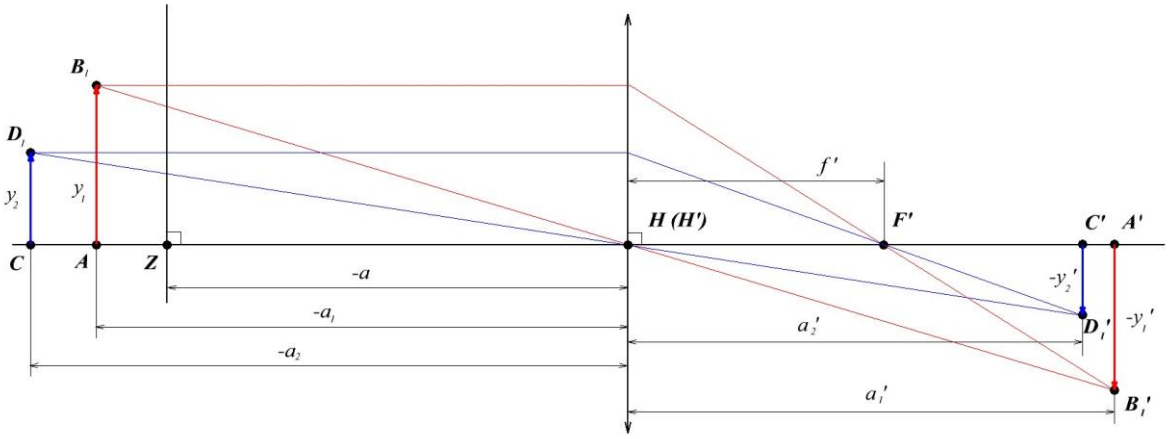


Рисунок 2. Ход лучей в оптической системе для схемы с совмещенными линиями наблюдения.

При этом зависимость между положением и размером предмета и его изображением [2] можно описать как

$$\begin{cases} \dfrac{y_1'}{f} = \dfrac{y_1}{a_1 - f}; \\ \dfrac{y_2'}{f} = \dfrac{y_2}{a_2 - f}. \end{cases} \tag{4}$$

Разделив первое уравнение системы (4) на второе, с учетом (2) и (3) получим

$$\frac{y_1'}{y_2'} = \cdot \frac{\cos\alpha_2}{\cos\alpha_1} \cdot \frac{\cos(\alpha_1+\beta_1)}{\cos(\alpha_2+\beta_2)} \cdot \frac{\cos\beta_1}{\cos\beta_2} \cdot \frac{a - f\cdot\cos\beta_2}{a - f\cdot\cos\beta_1}, \quad (5)$$

откуда расстояние от точки наблюдения H до зенитной точки Z можно определить как

$$a = f \cdot \frac{K_y \cdot \cos\beta_1 - Y \cdot \cos(\alpha_1+\beta_1)}{K_y - Y}, \quad (6)$$

где $K_y = \frac{y_1'}{y_2'}$ – коэффициент подобия изображений $A'B_1'$ и $C'D_1'$;

$Y = \frac{\cos\alpha_2}{\cos\alpha_1} \cdot \frac{\cos\beta_1}{\cos(\alpha_1+\alpha_2+\beta_1)}$ – коэффициент отношения косинусов углов.

В общем случае расстояние h от плоскости наблюдения до линии предметов AB и CD будет определяться как

$$h = a \cdot \cos\delta, \quad (7)$$

где a – расстояние от точки наблюдения H до зенитной точки Z по (6);

δ – угол отклонения линии предметов от зенитной точки Z.

Для определения высоты перистых облаков через равные промежутки времени необходимо получить три изображения с точкой интереса, расположенной на основании равномерно движущегося облака, траектория движения которой образует собой изображения предметов размерами y_1' и y_2' с общей точкой $B_1'(C')$ (Рис. 3). Затем определяются углы α_1, α_2, β_1 и δ и по (6) и (7) рассчитывается высота h движущегося над плоскостью наблюдения перистого облака.

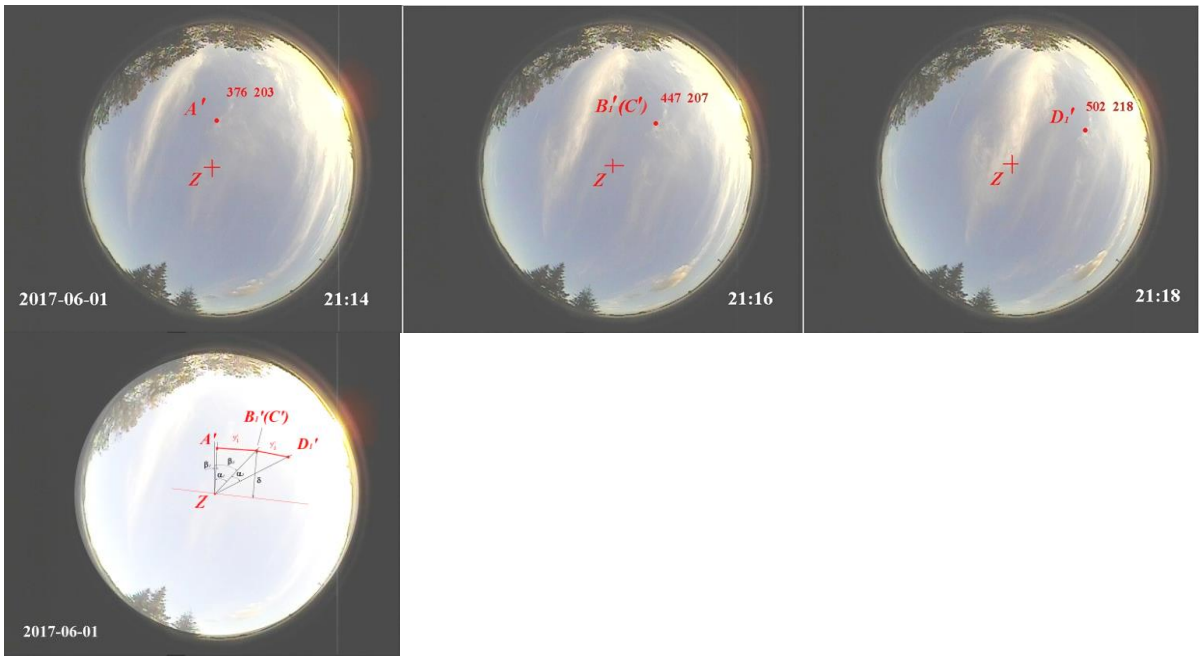


Рисунок 3. Определение высоты облака по одной движущейся точке интереса.

На практике использовать формулу (6) в "чистом" виде по разным причинам невозможно. Более просто и более точно определять расстояние *a* можно с помощью передаточных характеристик, полученных при градуировке всей измерительной системы в целом. Учитывая, что видимые угловые размеры предмета α_1 и α_2 связаны между собой соотношением

$$\alpha_2 = arcctg\left(\frac{\cos\beta_1}{\sin\alpha_1 \cdot \cos(\alpha_1 + \beta_1)} + 1\right), \qquad (8)$$

достаточно по полученным изображениям определить значения K_y, β_1 и α_1 и по известным для различных значений углов β_1 и α_1 передаточным характеристикам (Рис. 4) определить расстояние *a*.

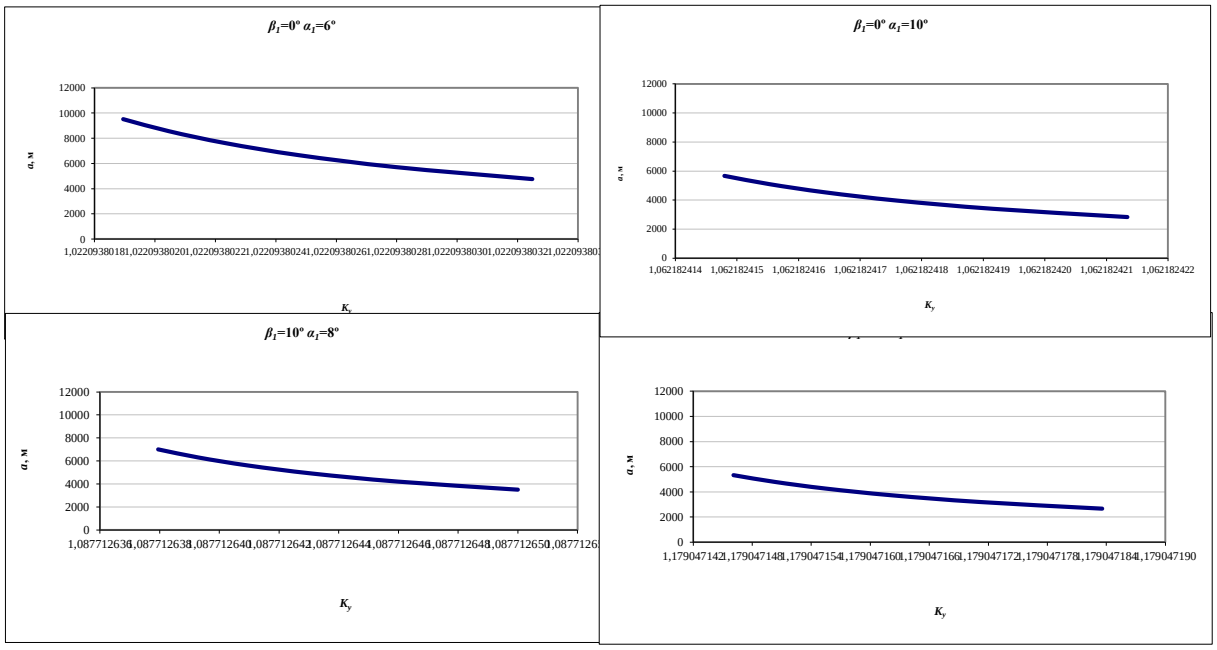


Рисунок 4. Примерные передаточные характеристики идеальной оптической системы с *f* = 2,3 мм для некоторых значений углов β_1 и α_1.

Предлагаемый способ в первую очередь предназначен для определения высоты облаков, но также может использоваться для определения расстояния до любых объектов с заранее неизвестными размерами, движущихся равномерно и параллельно плоскости наблюдения. При этом на получаемых изображениях можно анализировать не только одну точку интереса, а некоторый протяженный объект, сформированный из нескольких точек интереса, для чего будет достаточно получать не три, а два изображения такого объекта.

Работа выполняется при финансовой поддержке Российской академии наук в рамках государственного задания Института мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, проект № 121031300155-8.

1. Allmen M., Kegelmeyer W. The computation of cloud-base height from paired whole-sky imaging cameras. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology (1996) 13(1) 97-113. DOI: 10.1175/1520-0426(1996)013<0097:TCOCBH>2.0.CO;2.

2. Заказнов Н. П. Прикладная геометрическая оптика. – М. : Машиностроение, 1984. – 184 с.

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АТМОСФЕРНО-ПОЧВЕННОГО ИЗМЕРИТЕЛЬНОГО КОМПЛЕКСА «АПИК» В АРКТИКЕ

Кураков С.А.
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск),
ksa@imces.ru

Изменения климата в Российской Федерации наиболее ярко заметны в арктической зоне, но существующая метеорологическая сеть не позволяет получить достаточный объем данных для оценки процессов режима природных объектов. Новое оборудование, как Атмосферно-почвенный измерительный комплекс «АПИК» [1] позволяет проводить измерения параметров атмосферы, почвы и водных объектов на удалённых территориях, где применение «классических» метеостанций крайне затруднительно.

В настоящее время из около 500 различных модификаций АПИК, более 100 работают арктической зоне России, как в виде отдельных логгеров, так и в составе сетей оперативного мониторинга. По совокупности характеристик (низкое энергопотребление, широкий набор интерфейсов подключения датчиков, перестраиваемые режимы автоматической работы, работоспособность в широком диапазоне условий эксплуатации, простота в установке и обслуживании, финансовая доступностью) АПИК превосходит аналоги, предназначенные для автономной работы в труднодоступных местах.

На рисунке 1а показана станция мониторинга с передачей данных по сотовой связи автономно работающая недалеко от посёлка Диксон, на рисунке 1б вариант модификации типа логгер, устанавливаемый в арктической тундре.

а б

Рисунок 1. Автономная станция, установленная около Диксона (а); вариант модификации типа логгер, работающие в арктической тундре (б).

В процессе эксплуатации АПИК в Арктике выявились два требования, это увеличении ёмкости источников питания в 2 раза, для работы в условиях полярной ночи, и увеличение в 2 раза площади солнечной батареи до 165x165 мм. Увеличение солнечных батарей необходимо, как правило, для прибрежных территорий с малым количеством солнечных дней, а для ряда мест, из-за круглосуточного летнего освещения, достаточно солнечной батареи размером 160x90 мм. Обычное требование ко всем приборам для работы до температуры -55°С остаётся.

А для модификаций логгеров с батарейным питанием и грунтовыми датчиками не требуются особые доработки, по сравнению с другими регионами.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Российской академии наук в рамках государственного задания ИМКЭС СО РАН, проект № 121031300155-8.

1. Кураков, С. А. Мобильный измерительный комплекс для сопряженного контроля атмосферных и почвенных метеопараметров / А. В. Базаров, Н. Б. Бадмаев, С. А. Кураков, Б.-М. Н. Гончиков // Метеорология и гидрология. – № 4. – 2018. – С. 104-109.

ВЛИЯНИЕ БАКЧАРСКОГО БОЛОТА НА СОДЕРЖАНИЕ АЭРОИОНОВ

Оглезнева М.В.[1], Веретенникова Е.Э.[1], Нагорский П.М.[1,2], Пустовалов К.Н.[1,2], Сат А.А.[1], Смирнов С.В.[1]

[1]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г. Томск)

[2] Национальный исследовательский Томский государственный университет,

oglezneva.m@yandex.ru

Ионы, присутствующие в атмосферном воздухе, играют огромную роль в атмосферных процессах [1, 2]. При этом различные физико-географические и метеорологические факторы по-разному оказывают влияние на содержание аэроионов в воздухе [2, 3]. Знания о закономерностях пространственно-временной изменчивости концентрации ионов позволяют оценивать степень комфортности и полезности различных физико-географических условий и ландшафтов для жизнедеятельности человека [4–6]. Также необходимо проводить контроль (мониторинг) аэроионной обстановки с целью оценки фонового содержания аэроионов, характерного для разных ландшафтов, и выявления многолетнего изменения их количества, как индикатора состояния окружающей среды в условиях возрастающей антропогенной нагрузки и современных климатических изменений. Данная работа направленна на изучение влияния болотных ландшафтов на закономерности вариаций концентрации аэроионов.

Исследование проводилось в теплом периоде (май-сентябрь) 2020–2021 гг. в ходе экспедиционных измерений на стационаре ИМКЭС СО РАН «Васюганье» (56° 57′ с. ш., 82° 30′ в. д., высота над у.м. 120 м). Территория исследования расположена на северо-восточной границе Васюганского болота и представляет собой типичную последовательность сопряжённых ландшафтов (от заболоченного леса до грядово-мочажинного комплекса).

Регистрация ионов и основных метеопараметров производилась двумя счётчиками аэроионов Air Ion Counter Model AIC2 (AlphaLab, Inc.; США), портативным термогигрометром MS-6508 и анемометром MS6252A (Precision mastech enterprises company; Гонконг). Маршрут экспедиционных измерений представлен на рисунке 1.

Все измерения проводились в условиях «хорошей погоды», когда отсутствовали облака нижнего яруса (общее количество не более 5 баллов), туман, мгла, осадки, а скорость ветра не превышала 6 м/с.

Анализ полученных данных показал, что положительные аэроионы в основном преобладают над отрицательными. Отмечено, что с уменьшением обводненности грунтов в основном происходит рост числа аэроионов (рис. 2). Минимальные концентрации отмечаются на топи, а максимальные значения – в необводненном лесу. Низкие концентрации ионов в болотных ландшафтах, возможно, связаны с затрудненным выходом радона из обводненных грунтов.

Выявлено наличие выраженного сезонного хода для положительных аэроионов. В мае и июне наблюдаются низкие значения аэроионов – до 600 см$^{-3}$ для обводненных участков, и до 1000 см$^{-3}$ для «сухих». В августе и сентябре концентрации резко возрастают до 1000 см$^{-3}$ для болотных ландшафтов, и до 2500 см$^{-3}$ на поляне и в лесу.

Для отрицательных аэроионов так же прослеживается сезонность, однако, в мае наблюдается аномалия. В мае на топи и в лесу отмечаются пониженные значения концентрации ионов 200 см$^{-3}$ и 450 см$^{-3}$ соответственно. На других участках концентрации значительно выше от 600 см$^{-3}$ для низкого ряма до 1200 см$^{-3}$ для поляны.

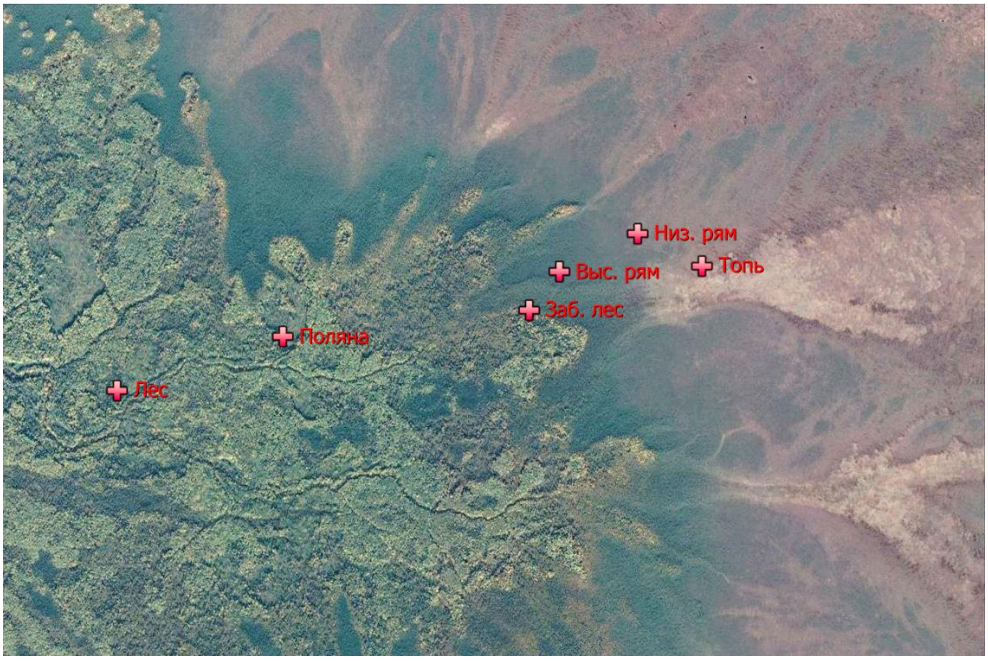


Рисунок 1. Карта мест измерения аэроионов вдоль ландшафтного профиля северо-восточного отрога Бакчарского болота.

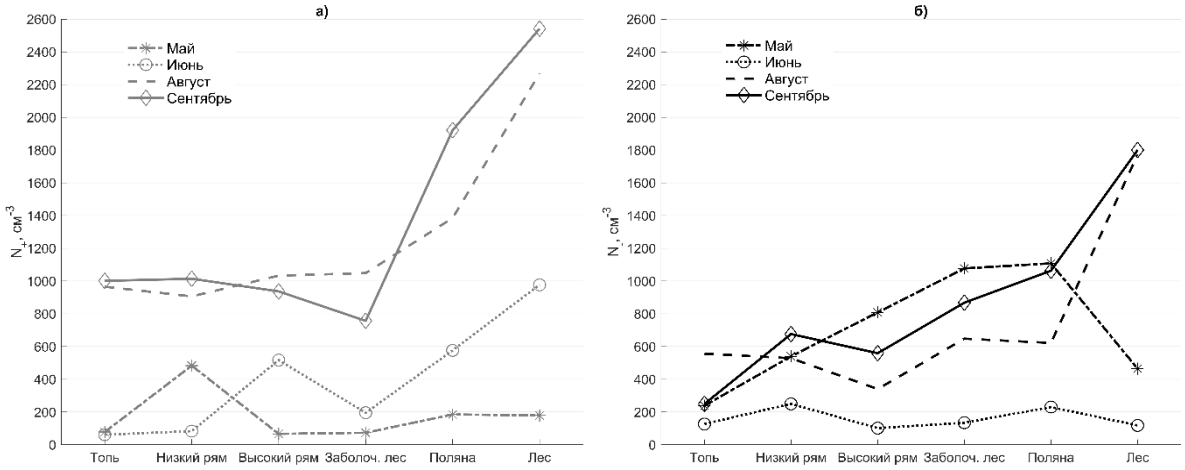


Рисунок 2. Концентрации положительных (а) и отрицательных (б) аэроионов на измерительных площадках вдоль ландшафтного профиля Бакчарского болота для различных месяцев.

В мае–июне происходит активное цветение многих растений, а также выделение летучих веществ хвойными, что по данным [7, 8] приводит к увеличению содержания отрицательных аэроионов. Отметим, что от топи к поляне увеличивается количество цветущих растений (багульник, хамедафне и др.) и хвойных деревьев.

Для оценки влияния растений на концентрацию аэроионов, на измерительном участке «низкий рям» был проведен специальный эксперимент. Один счетчик устанавливался на измерительной площадке, где растительности было относительно немного, а второй рядом с карликовыми соснами и кустах багульника. Измерения концентраций производились параллельно. Также был проведен сбор хвои и багульника для оценки количества и состава летучих веществ.

Результаты эксперимента представлены на рисунке 3. Отмечается, что концентрации положительных и отрицательных аэроионов на измерительной площадке, где цветущей растительности было относительно немного (200–600 см$^{-3}$), выше, относительно участка

вблизи сосен и багульника (менее 200 см$^{-3}$). К концу лета, в августе, когда снижается содержание летучих биологически активных веществ, значения концентраций обоих полярностей на участках выравнивается, до 800–1000 см$^{-3}$ для положительных и 500–800 см$^{-3}$ для отрицательных аэроионов.

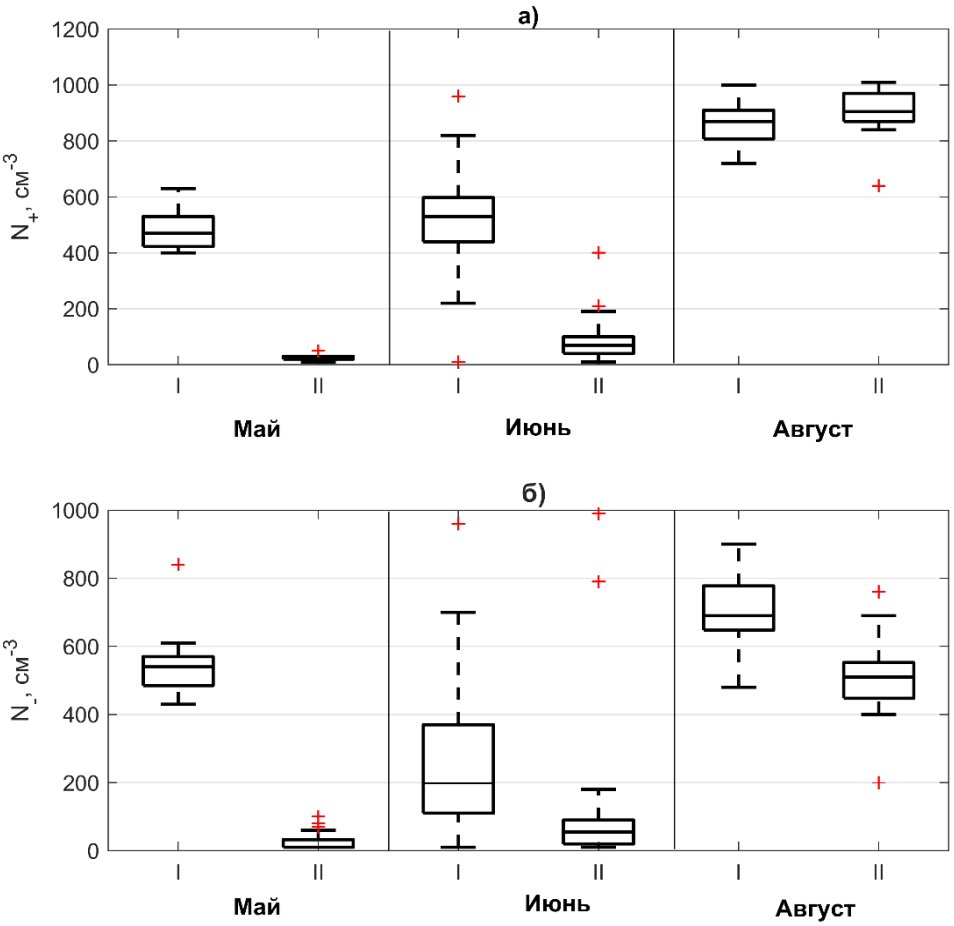


Рисунок 3. Динамика содержания положительных (а) и отрицательных (б) аэроионов на низком ряме для различных месяцев. Здесь: I – измерительная площадка, с относительно малым количеством растительности, II – среди кустов багульника и карликовых сосен.

Полученные результаты оценок воздействия летучих веществ плохо согласуются с аналогичными работами, выполненными для бореальных лесов, городских, сельских и других ландшафтов. Причины этих различий неизвестны и требуют дополнительных исследований на различных ландшафтах.

В результате проведенного исследования влияния болотных ландшафтов на концентрацию аэроионов, выявлено, что на болотных ландшафтах содержание аэроионов ниже, чем на необводненных участках, а также наличие выраженного сезонного хода. Выделение летучих органических веществ растениями оказывает сильное воздействие на аэроионы.

Работа выполнена при поддержке госбюджетной темы (номер госрегистрации 121031300154-1).

1. Тверской П. Н. Атмосферное электричество. – Л.: Гидрометеоиздат, 1949. – 252 с.

2. Hirsikko A., Nieminen T., Gagne S., Lehtipalo K., Manninen H. E., Ehn M., Horrak U., Kerminen V.-M., Laakso L., McMurry P. H., Mirme A., Mirme S., Petaja T., Tammet H., Vakkari V., Vana M., Kulmala M. Atmospheric ions and nucleation: a review of observations. Atmospheric Chemistry and Physics, 2011. 11(2), P. 767–798.

3. Смирнов В. В. Ионизация в тропосфере. – СПб.: Гидрометеоиздат, 1992. – 309 с.

4. Чижевский А.Л. Аэроионизация в народном хозяйстве. – М., 1938. С. 94–96 с.

5. Grafetstätter C., Gaisberger M., Prossegger J., Ritter M., Kolarz P., Pichler C., Thalhamer J., Hartl A. Does waterfall aerosol influence mucosal immunity and chronic stress? A randomized controlled clinical trial? J. Physiol. Anthropol. 2017. 36, 10.

6. Ling X., Jayaratne R., Morawska L. Air ion concentrations invarious urban outdoor environments. Atmos. Environ. 2010. 44, 2186–2193.

7. Рогов В. А., Степень Р. А., Кулак В. В. Влияние летучих терпеноидов растений и отрицательных ионов на организм человека и окружающую среду в помещениях. Хвойные бореальной зоны. 2015. – Т. 33, № 3-4, С. 168 – 170.

8. Севостьянов В. А., Грязькин А. В. Оценка аэроионной способности древесных растений для создания локальных фитологических ингаляториев. Успехи современного естествознания. 2016. – № 9. – С. 82 – 86.

КОНЦЕПЦИЯ СОЗДАНИЯ АВТОМАТИЗИРОВАННОГО КОМПЛЕКСА СБОРА АЭРОЗОЛЬНОЙ И МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ

Почуфаров А.О., Сакерин С.М.
Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН (г. Томск), poa216@iao.ru, sms@iao.ru

Атмосферный аэрозоль играет важную роль в процессах формирования климата и экологического состояния окружающей среды [1]. Сложный физико-химический состав и большая изменчивость аэрозоля предопределяет необходимость использования широкого набора методов и средств определения его характеристик (см. например, [2]). Оптические и микрофизические характеристики измеряются инструментальными средствами в режиме реального времени: концентрация частиц в различных диапазонах размеров, массовая концентрация поглощающего вещества (черного углерода), аэрозольная оптическая толща атмосферы. Для определения химического состава используется отбор проб аэрозоля на различные типы фильтров с последующим анализом в лабораторных условиях. Заметим, что для определения химического состава аэрозоля (ионного, элементного, изотопного и др.) необходима прокачка через фильтры контролируемых объемов воздуха. В зависимости от конкретной характеристики, продолжительность прокачки воздуха составляет от нескольких часов до 2-3 суток.

Наименее изученными являются характеристики атмосферного аэрозоля в высокоширотных районах океана, которые измеряются с борта научных судов. Основными причинами дефицита данных в указанных районах являются: 1) редкость и высокая стоимость морских экспедиций; 2) более сложные условия измерений (техногенные воздействия судна, качка, морские брызги и др.); 3) ограничения по количеству оборудования и числу исследователей (операторов); 4) необходимость контроля и регистрации условий проведения измерений – координаты и характер движения судна (станции, дрейф, ход), гидрометеорологические условия и др.

Использование разнородного научного оборудования в указанных условиях невозможно без оптимизации его состава и автоматизации основных процессов управления работой отдельных блоков. Для реализации этой задачи нами ведётся разработка комплекса автоматизированного сбора аэрозольной и метеорологической информации (АСАМИ), предназначенного для измерений в морских экспедициях и на полярных станциях. В комплексе АСАМИ используется стандартное оборудование, поэтому задача сводится к сопряжению отдельных частей (блоков, датчиков, узлов) в единую систему управления и регистрации данных с привязкой к единому времени и координатам.

Комплекс включает в себя следующие блоки: блок управления (БУ); вспомогательный источник питания (ВИП); воздуходувка (насос); система фильтродержателей; датчики расхода газа (расходомеры); управляющее реле; флеш-память; приёмник GPS/ГЛОНАСС; метеосистема; датчик частиц аэрозоля (PM).

Блок управления осуществляет сбор данных, их обработку и загрузку во флеш-память. В состав данных входят: объёмы прокаченного воздуха через фильтры (показания расходомеров); координаты, полученные из GPS модуля; значения температуры, влажности, давления, полученные с помощью метеостанции. Для удобного чтения данные записываются в файл в виде таблицы, который хранится во флеш-памяти. Другой функцией БУ является отключение воздуходувки от сети питания во время нештатных ситуаций, с помощью управляющего реле. Одной из нештатных ситуаций может быть занос антропогенного аэрозоля из технических выходов вентиляции или трубы судна.

Для определения техногенных воздействий планируется использовать датчик частиц PM модели OPC-R2. Превышение специально подобранного порога в одном из каналов датчика PM будет сигнализировать о критическом повышении содержания аэрозоля в месте установки комплекса АСАМИ. Кроме того, по своему основному назначению, с помощью датчика PM

будет регистрироваться информация о дисперсном составе аэрозоля – массовой концентрации аэрозоля в различных диапазонах размеров частиц.

Система фильтродержателей представляет собой устройства для размещения и закрепления в них нескольких типов фильтров, предназначенных для последующего химического анализа осажденного аэрозоля. Фильтродержатели будут соединены с расходомерами, по одному на каждый канал, и после, с помощью шлангов, с самой воздуходувкой. Воздуходувка является основной частью данной установки. Она будет подключена к внешней сети питания через управляющее реле, для отключения в нештатных ситуациях посредством БУ, и автоматический предохранитель. В качестве воздуходувки предполагается использовать Becker SV 5.90/1. Для измерения (контроля) объема прокачиваемого через фильтры воздуха планируется использовать расходомеры струйного типа производства компании Элехант.

GPS модуль необходим для определения точных координат и времени для пространственно-временной привязки результатов измерений характеристик аэрозоля. Метеосистема предназначена для непрерывной автоматической регистрации основных метеорологических данных (температура, давление, влажность воздуха) на маршруте судна.

Блок схема разрабатываемого комплекса АСАМИ представлена на Рисунке 1. Монтаж комплекса планируется в стандартном алюминиевом боксе (ящике), удобном как для транспортировки, так и для размещения на палубе научного судна.

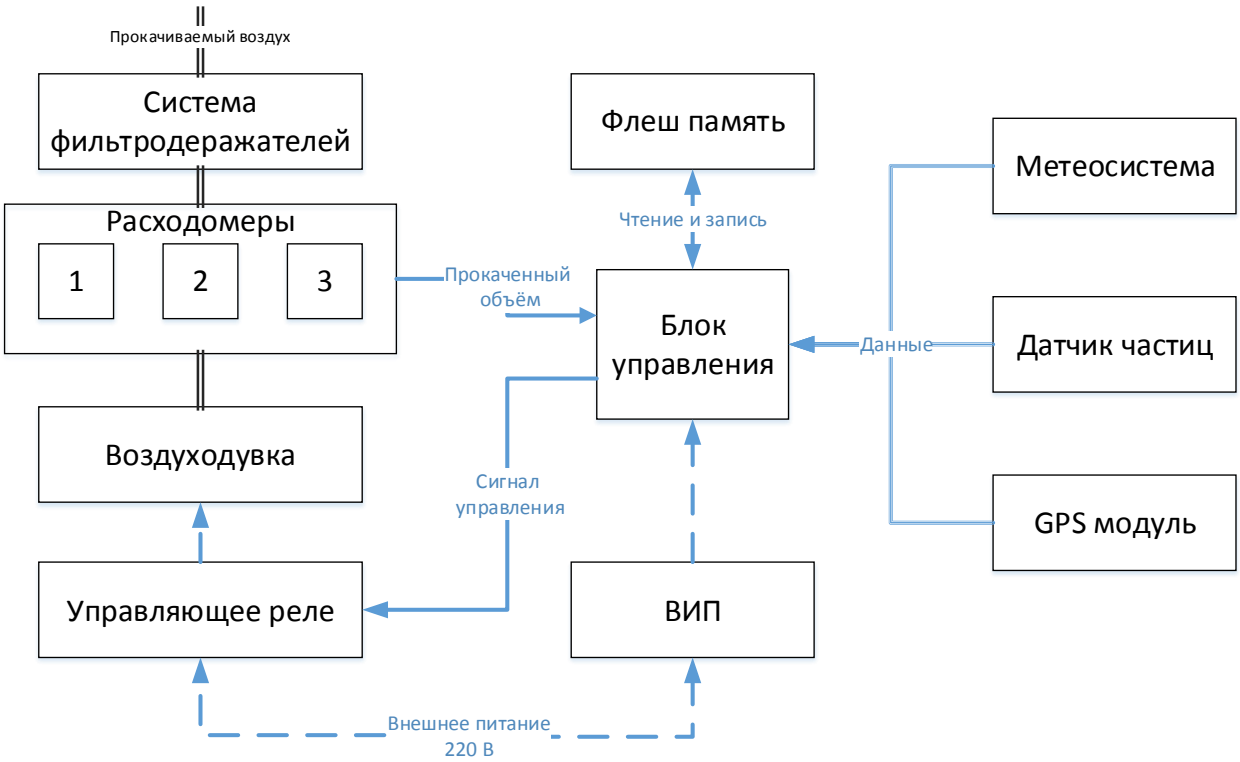


Рисунок 1. Блок схема.

Разработка выполняется при финансовой поддержке гранта РНФ № 21-77-20025.

1. *Kondratyev K.Ya., Ivlev L.S., Krapivin V.F., Varotsos C.A.* Atmospheric aerosol properties, formation processes, and impacts: from nano- to global scales // Springer/PRAXIS, Chichester, U.K., 2006, p. 572.

2. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Калашникова Д.А., Круглинский И.А., Макаров В.И., Новигатский А.Н., Полькин В.В., Попова С.А., Почуфаров А.О., Симонова Г.В., Турчинович Ю.С., Шевченко В.П. Результаты измерений характеристик аэрозоля в 80-м рейсе НИС «Академик Мстислав Келдыш» на маршруте от Балтийского моря до Баренцева моря // Оптика

атмосферы и океана. 2021, Т. 34, № 7, с. 515-523. DOI: 10.15372/AOO20210705.

3. Голобокова Л.П., Ходжер Т.В., Изосимова О.Н., Зенкова П.Н., Почуфаров А.О., Хуриганова О.И., Онищук Н.А., Маринайте И.И., Полькин В.В., Радионов В.Ф., Сакерин С.М., Лисицин А.П., Шевченко В.П. Химический состав атмосферного аэрозоля в арктическом районе по маршрутам морских экспедиций 2018-2019 гг. // Оптика атмосферы и океана. 2020. Т. 33. № 06. с. 421–429. DOI: 10.15372/AOO20200601.

4. Sakerin S.M., Kabanov D.M., Makarov V.I., Polkin V.V., Popova S.A., Chankina O.V., Pochufarov A.O., Radionov V.F., Rize D.D. Spatial distribution of atmospheric aerosol physicochemical characteristics in Russian sector of the Arctic Ocean // Atmosphere, 2020, Vol. 11(11), 1170. https://doi.org/10.3390/atmos1111170.

ОЦЕНКА СОСТОЯНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ НА ТЕРРИТОРИИ НЕФТЯНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Федоров Д.В., Алексеева М.Н., Ященко И.Г., Русских И.В.
Институт химии нефти СО РАН (г. Томск), denilletti@gmail.com

Введение.

В объекты природной среды ежегодно поступают органические и минеральные вещества как природного, так и техногенного происхождения. Нагрузки на природную среду обусловлены физическими (механогенез) и геохимическими воздействиями (атмосферное загрязнение, битуминизация, галогенез), возникающими при авариях на технических объектах и при технологических плановых выбросах. Актуальность работы обусловлена существующей проблемой загрязнения окружающей среды в связи с обустройством и эксплуатацией имеющихся хозяйственных и промысловых объектов, и строительством новых для дальнейшего освоения нефтяных месторождений. Загрязнение земель в основном происходит в результате аварийных разливов нефти и нефтепродуктов. В настоящее время на территории Ханты-Мансийского автономного округа – Югры (ХМАО–Югры) добывается 43,7 % общероссийской нефти. По данным [1] с января по сентябрь 2020 г. на территории ХМАО–Югра произошло 1010 аварийных отказов, площадь загрязнения составила 86,397 га, в том числе: на нефтепроводах – 670 отказов (площадь загрязнения – 59,446 га); на водоводах – 307 (площадь загрязнения – 25,444 га); на газопроводах – 33 (площадь загрязнения 1,448 га). Кроме того, загрязнение депонирующих сред (снега, почвы, воды и растительности) среднетаежных ландшафтов происходит в результате аэрозольных аварийных и плановых выбросов от котельных и факельных установок по сжиганию попутного нефтяного газа. По данным [2] за 2017 г. попутного нефтяного и природного газа на территории ХМАО–Югра добыли 36,0 млрд м^3. Из них попутного нефтяного газа извлечено 34,98 млрд м^3, природного газа – 1,02 млрд м^3. В ХМАО на факельных установках (ФУ) в 2017 году было сожжено 4,5 % от всего объема извлеченного попутного нефтяного газа.

Объекты и методы исследования.

Объектом исследования является территория Мамонтовского месторождения ХМАО, которая относится к Центральной части Западно-Сибирской равнины, расположена в Среднеобской низменности среднетаежной зоны. В административном отношении Мамонтовский лицензионный участок находится в Нефтеюганском районе ХМАО–Югры, к югу от г. Нефтеюганск. Общая площадь месторождения составляет около 1000 км^2. Запасы нефти в залежах на глубине 1,0–2,5 км составляют 1,4 млрд. т. Нефть Мамонтовского месторождения характеризуется следующими свойствами: удельный вес (плотность) – 0,871–0,885 г/см^3, содержание серы – 1,2–1,5 %, парафина – 2,9–3,8 %, смол – 7,6–9,1 %, асфальтенов – 2,2–3,1 %, содержание газа – 41,5-60,5 м^3/т. Разлив нефти на Мамонтовском месторождении произошел в июле 2014 г.

На территории Мамонтовского месторождения проводили дистанционные и наземные исследования растительного и почвенного покровов. Для построения карты растительного покрова космический снимок (КС) Sentinel-2 был обработан современными методами атмосферной коррекции и статистической кластеризации.

В ходе наземных исследований были отобраны нефтезагрязненные и фоновые пробы почв и напочвенного покрова. Органическое вещество (ОВ) из проб экстрагировали 7 %-ным метанолом в хлороформе (250 мл) в течение ~120 мин. Для определения структурно-группового состава ОВ на ИК-Фурье спектрометре Nicolet 5700 (разрешение 4 см$^{-1}$, число сканов пробы – 64) в диапазоне 4000…400 см$^{-1}$ регистрировали ИК-спектры почвенных экстрактов в пленке, по которым рассчитывали спектральные коэффициенты [3].

Результаты исследования.

В результате дешифрирования с использованием компьютерных программ Sen2Cor и SNAP КС Sentinel-2 (дата съемки 14.07.2020 г.) построена карта растительного покрова на территории Мамонтовского месторождения (рис. 1).

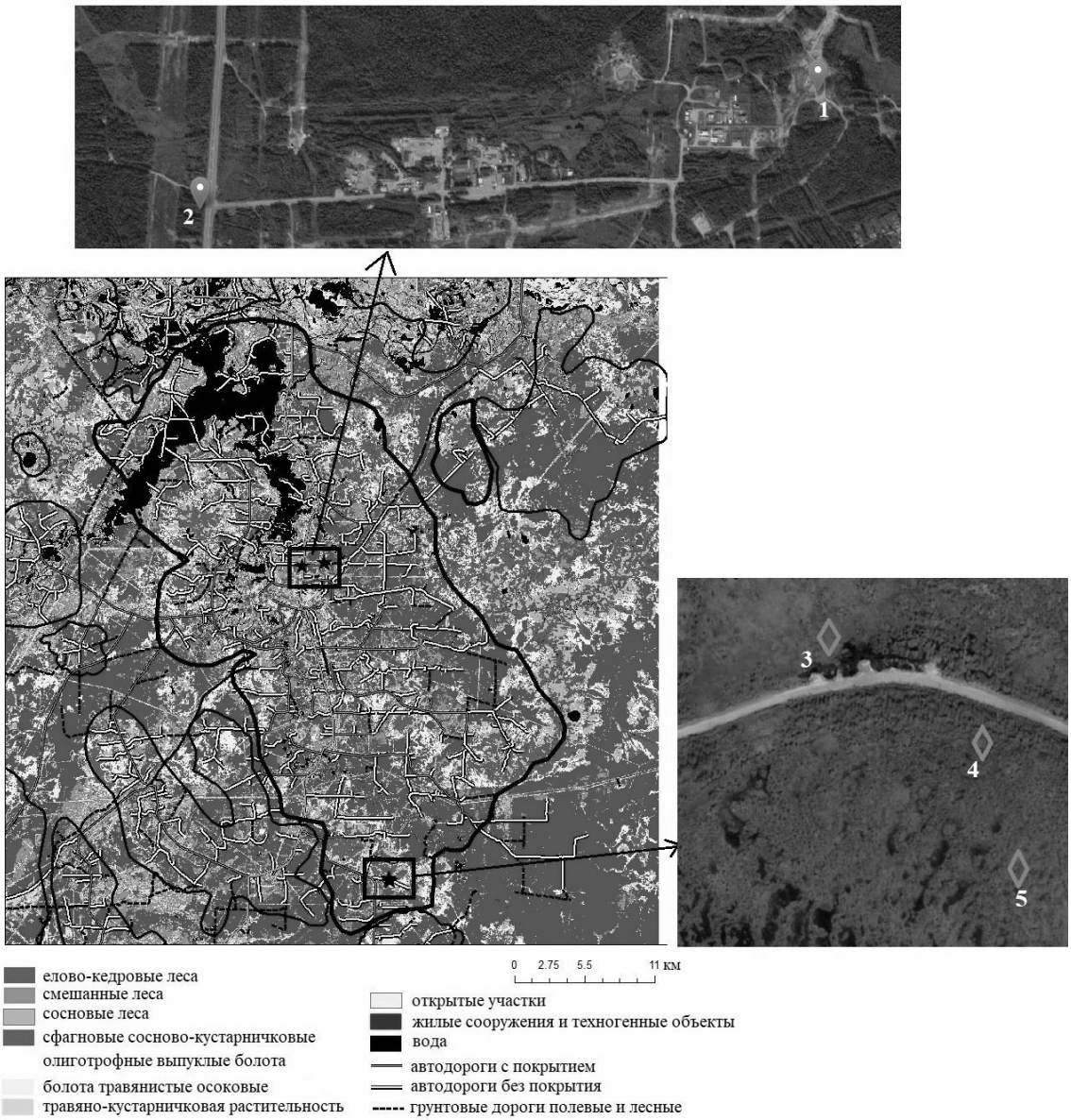


Рисунок 1. Карта растительного покрова на территории Мамонтовского месторождения с обозначенными площадками отбора проб почвы и напочвенного растительного покрова. № 1 – нефтезагрязненная площадка вблизи ФУ; № 2 – фоновая площадка на расстоянии 1750 м от ФУ; № 3 – нефтезагрязненная площадка; № 4 – фоновая площадка на расстоянии 130 м от № 3; № 5 – фоновая площадка на расстоянии 210 м от № 3.

С помощью геоинформационных технологий определено, что темнохвойные леса с елью, кедром, пихтами занимают около 36 % территории Мамонтовского месторождения, сосновые леса – около 10 %, смешанные – около 15 %, выпуклые олиготрофные болота – 6,5 %, болота травянистые осоковые и кустарничковые –16,5 %, травяно-кустарничковая пойменная растительность – 3 %, открытые участки – 2,5 %, жилые сооружения и техногенные объекты – 1 % (рис. 1).

В соответствии с [4] леса на территории Мамонтовского месторождения в целом сырые с множеством мочажин и подболоченных участков. На увлажненных участках произрастают деревья преимущественно лиственных пород – осины и березы, а на наиболее сухих – хвойные

деревья: ели, кедра, пихты и сосны. Встречаются участки только хвойного или лиственного леса. Подлесок представлен теми же породами с добавлением рябины, кустарников, напочвенный покров – травянисто-моховой. По краям коренных террас, на возвышенностях и в поймах некоторых рек произрастает смешанный урманный лес. На болотистой равнине бассейна реки Большой Балык выделяются сосновые леса на гривах, сосновые леса с примесью кедра на более низких участках. Напочвенный покров представлен лишайниками (ягелем) и зелеными мхами. Сухие участки в долинах рек поросли сосново-березовым и сосново-кедровым смешанным лесом. На верховых сфагнумовых болотах первый ярус представлен угнетенной сосной, второй карликовой березой, багульником и голубикой. На пойменных участках встречаются заливные луга, травянистые болота.

Характеристика исследованных проб почв и напочвенного покрова Мамонтовского месторождения и их спектральные коэффициенты приведены в таблице 1.

Таблица 1. Характеристика проб и спектральные коэффициенты почв и напочвенного покрова Мамонтовского месторождения.

Номер площадки	№ 1-1 ФУ	№ 1-2 ФУ	№ 2 (фон)	№ 3-1	№ 3-2	№ 3-3	№ 3-4	№ 4-1 (фон)	№ 4-2 (фон)	№ 5 (фон)
Тип пробы	Нефтезагрязненный грунт		Грунт	Нефтезагрязненный грунт			Нефтезагрязненный сфагнум	Грунт	Сфагнум	Грунт
Глубина, см	0-10	10-30	0-10	0-10	10-30	30-50	0-10	0-10	0-10	0-10
Тип почв	минеральный		органо-минеральный	органический						
Расстояние от места загрязнения, м	0	0	1750	0	0	0	0	130	130	210
Спектральные коэффициенты										
$C_{пар}$	0,16	0,18	**0,29**	0,17	0,17	0,17	0,21	0,24	**0,34**	**0,27**
$C_{сульф}$	0,23	0,22	**0,41**	0,17	0,11	0,13	0,18	**0,58**	**0,65**	**0,54**
$C_{эф\ гр}$	0,22	0,21	**0,70**	0,20	0,12	0,16	0,22	**0,83**	**0,87**	**0,92**
$C_р$	0,61	0,61	0,62	0,55	0,53	0,56	0,60	**0,77**	**0,69**	**0,73**
$C_{ар}$	0,25	0,22	**0,29**	0,19	0,14	0,17	0,19	**0,29**	0,17	**0,38**
$C_{ок}$	0,36	0,28	**0,96**	0,23	0,06	0,13	0,23	**1,12**	**1,62**	**1,07**

$C_{пар} = D_{720}/D_{1465}$ – коэффициент парафинистости, условное содержание парафиновых структур; $C_{сульф} = D_{1030}/D_{1465}$ – условное содержание сульфоксидов; $C_{эф\ гр} = D_{1170}/D_{1465}$ – условное содержание эфирных групп C-O-C; $C_р = D_{1380}/D_{1465}$ – коэффициент разветвленности, отношение относительного содержания метильных CH_3-групп к метиленовым CH_2-группам; $C_{ар} = D_{1600}/D_{1465}$ – коэффициент ароматичности, условное содержание ароматических структур; $C_{ок} = D_{1700}/D_{1465}$ – коэффициент окисленности, условное содержание - C=O групп. Жирным цветом выделены максимальные значения.

Максимальным количеством кислородсодержащих структур характеризуются пробы на фоновых незагрязненных площадках №№ 2, 4, 5, о чем свидетельствуют коэффициенты окисленности (0,96–1,62). Минимальные значения $C_{ок}$ характерны для загрязненных проб №№ 1 и 3, отобранных на глубине 10–30 см. В пробе № 1 вблизи факельного хозяйства $C_{ок}$=0,28, в пробе № 3 на месте нефтеразлива $C_{ок}$=0,06.

По количеству эфирных групп ($C_{эф\ гр}$) максимальными значениями также отличаются фоновые пробы №№ 2, 4, 5 (0,7; 0,8 и 0,92, соответственно). На загрязненной площадке вблизи ФУ в пробах № 1, отобранных на глубинах 0–10 и 10–30 см $C_{эф\ гр}$ близки (0,22 и 0,21, соответственно). Значения коэффициентов $C_{эф\ гр}$ для нефтезагрязненного грунта (проба № 3) невысоки и с глубиной снижаются от 0,20 до 0,12–0,16.

По степени разветвленности ($C_р$) коэффициенты варьируют от 0,53–0,62 в нефтезагрязненных пробах до 0,69–0,77 – в фоновых.

Сульфоксиды преобладают в поверхностном слое фоновых проб № 2 (0,41), 4 (0,58–0,65) и 5 (0,54). На загрязненных площадках значения $C_{сульф}$ с глубиной снижаются от 0,23 (№ 1, 0–10 см) до 0,11 (№ 3, 10–30 см).

Значения коэффициентов $C_{ар}$ и $C_{пар}$ невысоки и лежат в интервале 0,14–0,38. Максимальное значение коэффициента $C_{ар}$ (0,38) характерно для фоновой органогенной пробы № 5.

В нефтезагрязненных пробах практически все значения спектральных коэффициентов ниже относительно фоновых проб, вследствие увеличения количества метиленовых групп парафиновых структур нефти. По прошествии более 6 лет после разлива нефти в пробе № 3 поверхностный слой почвы начинает восстанавливаться, о чем свидетельствуют повышенные значения спектральных коэффициентов в нем, в отличие от глубинных слоев.

Финансирование.

Работа выполнена в рамках государственного задания ИХН СО РАН, финансируемого Министерством науки и высшего образования Российской Федерации (НИОКТР 121031500046-7).

1. Состояние окружающей среды на территории Югры за 9 месяцев 2020 года https://prirodnadzor.admhmao.ru/doklady-i-otchyety/otchety-o-deyatelnosti-prirodnadzora/itogi-ser/2020/5290135/sostoyanie-okruzhayushchey-sredy-na-territorii-yugry-za-9-mesyatsev-2020-goda/

2. Доклад об экологической ситуации в Ханты–Мансийском автономном округе–Югре в 2017 г. http://oktregion.ru/upload/docs/ekonomika-i-finansy/promyshlennost-i-selskoe-khozyaystvo/Doklad_ob_ecologich_situacii_v_HMAO_v_2017.pdf

3. Калугина, Н. П. Инфракрасная спектрометрия нефтей и конденсатов / Н. П. Калугина, Е. А. Глебовская, Ф. Р. Бабаев. – Новосибирск: Наука, 1990. – 271 с.

4. Раздел мероприятий по обеспечению сохранности объектов археологического наследия на территории лицензионных участков в ХМАО //https://nasledie.admhmao.ru/upload/iblock/728/Kn_1_Tekst.pdf.

БАЗА ДАННЫХ GSDE (GLOBAL SOIL DATASET FOR EARTH SYSTEM MODELS): СРАВНЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ И ЗНАЧЕНИЙ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОЧВ И ГРУНТОВ С РЕЗУЛЬТАТАМИ НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ (НА ПРИМЕРЕ ТУНКИСКОЙ КОТЛОВИНЫ)

Шуклина Е.С.[1,2], Воропай Н.Н.[2,3], Черкашина А.А.[3]
[1]Национальный исследовательский Томский государственный университет
[2]Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН (г.Томск)
[3]Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН (г. Иркутск), ekaterinakot99@gmail.com, voropay_nn@mail.ru, anna_cher.87@mail.ru

Исследование природных процессов, явлений и объектов с использованием методов математического моделирования становится все более массовым. Этому способствуют развитие и распространение средств вычислительной техники, повышение квалификации исследователей, создание и совершенствование математических моделей. Однако для того, чтобы практически применять модель, необходимо располагать информацией о ее параметрах. Параметрами модели могут быть, в частности, свойства веществ и материалов. Информация такого рода долгое время издавалась в виде справочников, а в последнее время хранится, распространяется и используется в виде баз данных. Точность и достоверность результатов моделирования сильно зависят от полноты базы данных и качества этой информации [1]. Одним из основных требований к исходным данным является их сеточное распределение по территории. Таким образом, предложенная в [2] база данных GSDE, предоставляющая собой глобальный набор данных о почвенных характеристиках с координатной привязкой может быть использована при моделировании природных процессов. Данные имеют пространственное горизонтальное разрешение 30"×30" и вертикальное, состоящее из восьми слоев до глубины 2,3 м. База создавалась путем согласования и стандартизации региональных почвенных баз данных и почвенной карты мира с 31 339 почвенными профилями [2]. Она содержит информацию об основных свойствах почвы, т.е. объемные доли песка, пыли, глины, гравия, органики, воды и минералов в почвах, а также тепло- и гидрофизические характеристики.

Обеспечение любой модели качественной исходной информацией является основой адекватного прогноза, следовательно сравнение базы данных по гранулометрическому составу почв и грунтов GSDE (Global Soil Dataset for Earth System Models) с данными натурных наблюдений и дальнейшая верификация расчетов поможет улучшить качество результатов моделирования.

В рамках данного исследования на территории Тункинской котловины (Юго-западное Прибайкалье) заложено 9 площадок (А26, А27, А28, А29, А32, А35, А37, А38, А83), отличающихся почвенно-ландшафтным разнообразием (рис.1). Отбор образцов почв и грунтов осуществлялся до глубины 320 см. Определение гранулометрического состава проводили пипеточном методом в стоячей воде, предложенным Н.А. Качинским [3].

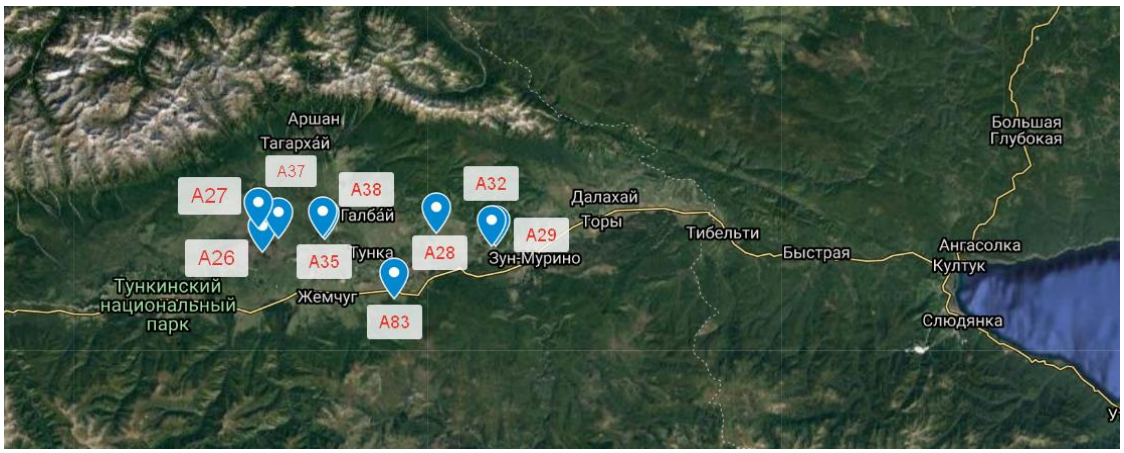


Рисунок 1. Расположение площадок исследования.

Обработка и интерпретация большого массива данных базы GSDE проведена с использованием языка программирования MATLAB (создан и прописан код). С помощью данной программы построены карты пространственного распределения почвенных характеристик. Для каждой площадки исследования был сформирован пакет исходных данных по грансоставу почвы в 4 узлах координатной сетки по 8 слоям по глубине. Площадки, на которых производились натурные наблюдения, находятся в конкретной точке в пределах четырехугольника с углами в указанных узлах сетки.

Сравнительный анализ параметров базы данных грансостава, свойств почв и грунтов GSDE с полевыми данными показал, что при подборе параметров, используемых в математических моделях, главным недостатком традиционных методов исследования почвенного покрова является низкое пространственное разрешение получаемых данных при обследовании обширных по площади территорий в связи с их высокой трудоемкостью и часто трудной доступностью объектов исследования. Поэтому для полного обеспечения модели данными необходимо использование глобальных баз данных либо слияние нескольких.

Второе отличие между рассматриваемыми базами данных – используемые при их составлении классификации гранулометрического состава. В прикладных целях для классификации почв по гранулометрическому составу нередко ограничиваются величиной содержания «физической глины», т.е. частиц менее 0,01 мм. При этом соотношения в физической глине илистой (гидрофильной, с размерами частиц менее 0,001 мм) и пылеватой (гидрофобной, с размерами частиц от 0,001 до 0,01 мм) фракций количественно не характеризуются. Такой подход не позволяет адекватно описать почву и разработать шкалу группировки и ранжирования индивидуальных почвенных образцов по степени насыщенности физической глины илом или пылью [1]. Для подробного анализа весь возможный диапазон размеров делят на участки, называемые фракциями. Единой классификации частиц не существует. Распространены два основных принципа построения классификаций:

1) На основании содержания физической глины с учётом доминирующей фракции и типа почвообразования. Разработана Н.А. Качинским и принята в России и в некоторых других странах.

2) На основании относительного содержания фракций песка, пыли и глины по Аттербергу. Является международной классификацией, классификацией общества почвоведов (SSSA) и общества агрономов (ASSA) США. Для определения названия почвы используют треугольник Ферре.

В глобальной базе данных GSDE используется вторая классификация и выделяются следующие фракции: <0,002 мм глина; 0,002–0,05 пыль; 0,05–0,2 тонкий песок;0,2–2 грубый песок; >2 мм гравий.

Данные натурных наблюдений были разделены по классификации Качинского: <0,001 мм ил; 0,001–0,005 пыль мелкая; 0,005–0,01 пыль средняя; 0,01–0,05 пыль крупная; 0,05–0,25 песок мелкий; 0,25–0,5 песок средний; 0,5–1,0 песок крупный; >1 мм гравий.

Для дальнейшего сравнения был проведен перевод данных из одной классификации в другую с высоким уровнем точности (рис. 2).

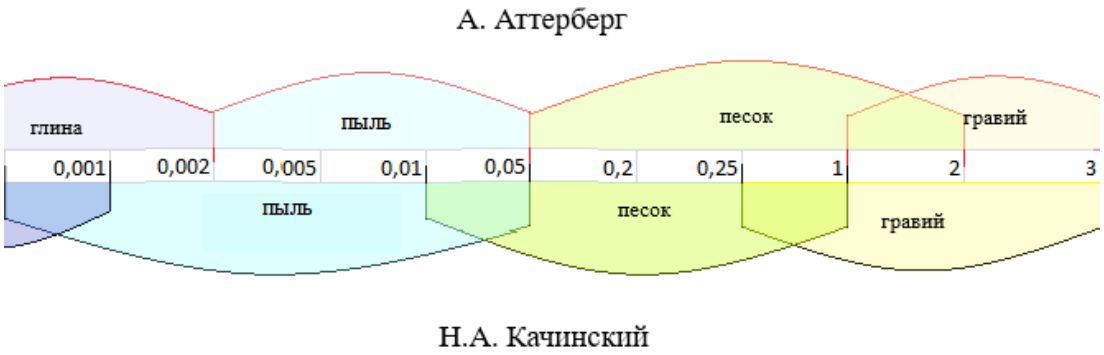


Рисунок 2. Сопоставление классификаций почв, предложенными Н.А. Качинским (натурные наблюдения) и Аттербергером (GSDE) по размерам фракций, мм.

Третье отличие: GSDE использует 8 слоев почв и имеет фиксированную градацию глубин: 0–0,045; 0,045–0,091; 0,091–0,166; 0,166–0,289; 0,289–0,493; 0,493–0,829; 0,829–1,383 и 1,383–2,296 м. Тогда как в натурных наблюдениях глубина отбора проб на каждой площадке разная, что обусловлено неоднородностью гранулометрического состава на различных глубинах в каждом отдельно взятом разрезе. Для дальнейшей работы данные натурных наблюдений были проинтерполированы на фиксированную градацию глубин.

При сравнении данных гранулометрического состава почвы, взятых из баз GSDE и натурных наблюдений, было отмечено, что разность между процентным содержанием фракции песка в почве минимальна на площадке А28 до глубины 28,9 см и не превышает 3%, далее разность увеличивается до 28%. На площадке А83 различия между процентным содержанием фракции пыли варьируется от 1,48 до 5,52%. Разность между данными о содержании глины не превышает 5% на площадке А32 и А29. По гранулометрическому составу наиболее схожи данные натурных наблюдений и базы GSDE на площадке А35 (отклонения составляют – песок: от 0,6 до 16,2%, пыль: от 1,4 до 11%, глина: от 1 до 5,2%).

Согласованность между базами в распределении фракций по профилю говорит о том, что и другие почвенные параметры, имеющиеся в базе GSDE (теплопроводность насыщенной и сухой почвы, теплоемкость твердой фазы почвы, потенциал почвенной влаги при насыщении, коэффициент влагопроводности при насыщении) в выбранной точке совпадают с реальными, и расчет температурного режима почвы при использовании этих параметров будет проведен корректно.

Данные на остальных площадках (А27, А37, А26) имеют сильное расхождение в значениях гранулометрического состава с данными, взятыми из базы Global Soil Dataset for Earth System Models и достигают 64,1%.

Таким образом, нами были определены площадки (узлы сетки), для которых в дальнейшем будет проведено моделирование температурного режима почвы с помощью Модели Земной системы ИВМ РАН и валидация данных моделирования – сравнение результатов моделирования температурного режима почв с данными натурных наблюдений. Модель состоит из нескольких блоков, которые описывают динамику, радиационный перенос, гравитационно-волновое сопротивление, горизонтальную диффузию, процессы конвекции и конденсации, а также пограничный слой атмосферы и процессы в почве и у ее поверхности [4]. В работе будет использован только последний блок модели - блок деятельного слоя суши. Рассматриваемый блок является частью глобальной климатической модели.

1. Белов Г.В., Аристова Н.М. Базы данных по свойствам веществ и материалов для ядерной энергетики // Научный сервис в сети Интернет: труды XVIII Всероссийской научной конференции (19-24 сентября 2016 г., г. Новороссийск). — М.: ИПМ им. М.В.Келдыша, 2016. — С. 86-93.

2. Shangguan W. et al. A global soil data set for earth system modeling //Journal of Advances in Modeling Earth Systems. – 2014. – Т. 6. – №. 1. – С. 249-263.

3. Качинский Н.А. Механический и микроагрегатный состав почвы, методы его изучения. М.: Изд-во Академии наук СССР, 1958. 192 с.

4. Володин Е. М. Базовая модель динамики атмосферы // Математическое моделирование земной системы. – 2016. – С. 13-20.

Научное издание

XIV СИБИРСКОЕ СОВЕЩАНИЕ И ШКОЛА МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ
ПО КЛИМАТО-ЭКОЛОГИЧЕСКОМУ МОНИТОРИНГУ

ТЕЗИСЫ ДОКЛАДОВ

Публикуется в авторской редакции,
в соответствии с оригинал-макетом заказчика